

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E MEIO AMBIENTE

Reavaliação de área potencialmente mineralizada em cobre por meio da
integração de dados estruturais e geofísicos na região das Minas do Seival,
Escudo Sul-Riograndense (RS)

ANA FLÁVIA DA SILVA ARAUJO

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

Rio Claro - SP
2026

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

ANA FLÁVIA DA SILVA ARAUJO

**REAVALIAÇÃO DE ÁREA POTENCIALMENTE
MINERALIZADA EM COBRE POR MEIO DA INTEGRAÇÃO
DE DADOS ESTRUTURAIS E GEOFÍSICOS NA REGIÃO
DAS MINAS DO SEIVAL, ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE
(RS)**

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
do Câmpus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”,
como parte dos requisitos para obtenção
do título de Mestre em Geociências e Meio
Ambiente.

Orientador: César Augusto Moreira

Rio Claro - SP
2026

A663r Araujo, Ana Flávia da Silva
Reavaliação de área potencialmente mineralizada em cobre por
meio da integração de dados estruturais e geofísicos na região das
Minas do Seival, Escudo Sul-Riograndense (RS) / Ana Flávia da Silva
Araujo. -- Rio Claro, 2026
114 p. : il., tabs., fotos, mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (UNESP),
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: César Augusto Moreira

1. Geociências. 2. Geofísica. 3. Prospeção. 4. Minas e recursos
minerais. I. Título.

IMPACTO POTENCIAL DESTA PESQUISA

O trabalho é fundamentado na integração dos métodos geofísicos de Eletrorresistividade, Polarização Induzida e Magnetometria como ferramenta para a reavaliação de áreas com potencial mineral, com o objetivo de identificar corpos mineralizados não aflorantes, subsidiar a retomada de atividades mineiras e permitir a aplicação da abordagem proposta em diferentes contextos geológicos. Corresponde a uma metodologia indireta de baixo impacto ambiental, que fornece suporte técnico qualificado para a tomada de decisão nas etapas iniciais de exploração, com potencial significativo de redução de custos e de incertezas associadas à definição de alvos de sondagem. Sob a perspectiva socioeconômica, os resultados obtidos podem contribuir para a revalorização de distritos minerários, para a atração de investimentos e para o fortalecimento da economia regional, com reflexos na geração de empregos em escala local. De forma complementar, esta pesquisa apresenta aderência aos Objetivos de Desenvolvimento Sustentável (ODS) estabelecidos pela Organização das Nações Unidas, em especial para: (8) Trabalho decente e crescimento econômico; (9) Indústria, inovação e infraestrutura.

POTENTIAL IMPACT OF THIS RESEARCH

The study is based on the integration of DC resistivity, induced polarization, and magnetometry as a tool for the re-evaluation of areas with mineral potential, with the objective of identifying non-outcropping mineralized bodies, supporting the resumption of mining activities, and enabling the application of the proposed approach in different geological settings. It represents an indirect, low-environmental-impact methodology that provides qualified technical support for decision-making at the early stages of exploration, with significant potential to reduce costs and uncertainties associated with the definition of drilling targets. From a socioeconomic perspective, the results obtained may contribute to the revaluation of mining districts, to the attraction of investments, and to the strengthening of the regional economy, with positive effects on local job creation. In addition, this research is aligned with the Sustainable Development Goals (SDGs) established by the United Nations, particularly: (8) Decent Work and Economic Growth; and (9) Industry, Innovation and Infrastructure.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

ANA FLÁVIA DA SILVA
ARAUJO

REAValiação DE ÁREA POTENCIALMENTE
MINERALIZADA EM COBRE POR MEIO DA INTEGRAÇÃO
DE DADOS ESTRUTURAIS E GEOFÍSICOS NA REGIÃO DAS
MINAS DO SEIVAL, ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE (RS)

Dissertação de Mestrado
apresentada ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas do
Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista
“Júlio de Mesquita Filho”, como
parte dos requisitos para obtenção
do título de Mestre em Geociências
e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. César Augusto Moreira
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Profa. Dra. Andrea Teixeira Ustra
IAG/USP/São Paulo (SP)

Prof. Dr. Sergio Junior da Silva Fachin
FAGEO/UFMT/Cuiabá (MT)

Conceito: Aprovado.
Rio Claro (SP), 02 de abril de 2026

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior- Brasil (CAPES) - código de financiamento 001.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), Brasil. Processo nº 2023/04732-8. As opiniões, hipóteses e conclusões ou recomendações expressas neste material são de responsabilidade da autora e não necessariamente refletem a visão da FAPESP.

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. César Augusto Moreira, pela disponibilidade, pelo incentivo, pela confiança ao longo dos últimos anos e pelas contribuições científicas para o desenvolvimento deste trabalho. Sou igualmente grata pelas conversas e orientações que ampliaram minha perspectiva sobre os caminhos futuros na pesquisa e na carreira.

Agradeço ao Lenon, à Sissa e ao Hansen pela colaboração nas etapas de aquisição e processamento dos dados. À Dona Lila e ao Sr. Edson, registro meu sincero agradecimento pela estadia e hospitalidade durante os trabalhos de campo. À Luiza, agradeço de forma muito especial pela companhia em todas as etapas desta caminhada acadêmica, pelos desabafos compartilhados, pela ajuda constante, pelas aulas dadas e, sobretudo, pela parceria fundamental nesse percurso.

Agradeço à minha família pelo apoio constante ao meu crescimento profissional, pela compreensão nos momentos de ausência e pelo incentivo permanente.

Em especial, agradeço ao meu companheiro, Cauê, por estar ao meu lado em todas as fases, pelo cuidado e pelo amor presentes tanto nos melhores dias quanto nos mais difíceis, por ser quem mais acredita no meu potencial e, sobretudo, por tornar esse caminho mais seguro, mais bonito e mais leve, em cada passo.

Agradeço, igualmente, aos amigos que a UNESP me proporcionou conhecer, vocês tornaram a caminhada mais leve, divertida e, acima de tudo, humana. Levo cada um de vocês comigo, com todo meu coração, desde 2017 e por todos os caminhos que ainda estão por vir. Por fim, expresso minha gratidão aos meus colegas de trabalho, que continuamente me ensinam, incentivam e contribuem para o meu desenvolvimento profissional; é um privilégio compartilhar o dia a dia com vocês.

RESUMO

O setor mineral desempenha um papel fundamental no sustento de inúmeras cadeias produtivas, que moldam o estilo de vida moderno da sociedade e conferem importância substancial ao atendimento de suas necessidades básicas. Uma das estratégias para a descoberta de novos alvos consiste na reavaliação de áreas potencialmente mineralizadas. Este trabalho é baseado na utilização de métodos indiretos de investigação, com a geofísica como ferramenta na busca por um depósito não aflorante. A integração dos métodos geofísicos de Eletrorresistividade, Polarização Induzida e Magnetometria, aliada à análise de dados estruturais, foi adotada na região das Minas do Seival, especificamente entre a Mina Barita e João Dahne, no extremo sul do Brasil, em uma área sem indícios de mineralização aflorante. A região está inserida no contexto do Escudo Sul-Riograndense, onde ocorrem andesitos, dacitos e latitos, além de tufos, lapili tufos e tufos brechados, integrantes da Formação Hilário (Neoproterozoico). O levantamento estrutural foi realizado na Mina Barita em lapili tufos com ocorrência de malaquita e azurita. Em seguida, foram realizadas seis linhas de tomografia elétrica em arranjo Wenner-Schlumberger e a aquisição magnetométrica baseada em 282 pontos. A análise combinada dos modelos 2D e 3D permitiu o reconhecimento de zonas potencialmente mineralizadas, caracterizadas por alta cargabilidade elétrica ($>2,59\text{mV/V}$) relacionadas a áreas de baixa resistividade elétrica (entre $87\Omega.\text{m}$ e $260\Omega.\text{m}$) e de alta resistividade elétrica ($>2280\Omega.\text{m}$), relacionadas a processos hidrotermais, parte a silicificação (alta cargabilidade + alta resistividade) e parte a processos metassomáticos com argilização ou propilitização (alta cargabilidade + baixa resistividade), sob controle estrutural. A integração dos mapas magnetométricos — Intensidade Magnética Total, Redução ao Polo e Amplitude do Sinal Analítico — com os mapas em profundidade derivados da Eletrorresistividade e da Polarização Induzida revelou uma correspondência espacial mais expressiva entre as zonas caracterizadas por baixa resistividade e alta cargabilidade, de alteração argílica/propilitica. A associação entre os sulfetos de cobre extraídos nas minas localizadas nos extremos da área de estudo, os indícios de mineralização e os dados geofísicos permitiram concluir a existência de um corpo mineralizado a partir de 30m de profundidade, com tendência de conexão entre as minas.

Palavras-chave: pesquisa mineral; cobre; Eletrorresistividade; Polarização Induzida; Magnetometria.

ABSTRACT

The mineral sector plays a fundamental role in sustaining numerous production chains that shape the modern lifestyle and are essential for meeting basic societal needs. One strategy for the identification of new exploration targets is the re-evaluation of potentially mineralized areas. This study is based on the application of indirect investigation methods, using geophysics as a tool for the exploration of a non-outcropping deposit. The integrated application of electrical resistivity, induced polarization, and magnetometry, combined with structural analysis, was carried out in the Seival mining district, specifically between the Barita and João Dahne mines, in southern Brazil, within an area with no surface evidence of mineralization. The study area is located within the Sul-Riograndense Shield, where andesites, dacites, and latites occur, together with tuffs, lapilli tuffs, and brecciated tuffs belonging to the Hilário Formation (Neoproterozoic). Structural data were collected at the Barita Mine in lapilli tuffs hosting malachite and azurite. Subsequently, six electrical tomography profiles using a Wenner-Schlumberger array were acquired, together with a ground magnetic survey comprising 282 stations. The integrated analysis of the 2D and 3D models allowed the identification of potentially mineralized zones characterized by high chargeability values ($> 2.59\text{mV/V}$) associated with both low electrical resistivity ($87\text{--}260\Omega\cdot\text{m}$) and high electrical resistivity ($> 2280\Omega\cdot\text{m}$). These responses are related to hydrothermal processes, partly associated with silicification (high chargeability and high resistivity) and partly with metasomatic processes involving argillic or propylitic alteration (high chargeability and low resistivity), under structural control. The integration of magnetometric products — Total Magnetic Intensity, Reduction to the Pole, and Analytical Signal Amplitude — with the depth maps derived from electrical resistivity and induced polarization revealed a stronger spatial correspondence with zones characterized by low resistivity and high chargeability, associated with argillic/propylitic alteration. The association between copper sulfides extracted from the mines located at the margins of the study area, the observed mineralization indicators, and the geophysical data supports the interpretation of a mineralized body whose top is located at approximately 30m depth, with a tendency for continuity between the two mines.

Keywords: mineral exploration; copper; DC resistivity; Induced Polarization; Magnetometry.

Lista de Figuras

Figura 1 - Localização da área de estudo. A. Imagem de satélite com acessos e pontos de referência próximos à área de estudo; B. Imagem de satélite atual da Mina Barita; C. Imagem de satélite atual da Mina João Danhe; D. Mapa Geológico da região das Minas do Seival com as minas desativadas e estruturas geológicas da área.	16
Figura 2 – Aspectos da vegetação característica do bioma Pampa, dominada por extensas formações campestres (gramíneas), com ocorrência pontual de agrupamentos arbóreos.	17
Figura 3 - À esquerda mapa do Gondwana Ocidental com a indicação dos crátons (áreas azuis) e das faixas móveis da Província Mantiqueira. À direita, detalhamento da Província Mantiqueira com sua compartimentação.	20
Figura 4 - Principais unidades tectônicas do Sul do Brasil e Nordeste do Uruguai.	21
Figura 5 - Modelo evolutivo do Escudo Sul-Riograndense (600-580 Ma) com representação da colisão entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari.	23
Figura 6 - Mapa Geológico da Bacia de Camaquã com principais estruturas e falhas marcadas sobre uma imagem Hillshade ASTER. Zonas de Cisalhamento: ZCI = Ibaré; ZCCS = Caçapava do Sul; ZCDC = Dorsal do Canguçu.	24
Figura 7 - Localização das principais minas de Cu, Au-Cu e Pb-Zn na Bacia do Camaquã.	24
Figura 8 - Mapa geológico do centro-oeste da Bacia do Camaquã com indicação numérica para as minas da região. Destaque para os limites das Minas do Seival (1) e Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (4).	25
Figura 9 - Carta estratigráfica da Bacia do Camaquã.	26
Figura 10 - Esquema de modelo genético epitermal de alta e baixa sulfetação.	35
Figura 11 - Mapa geológico da área de estudo.	37
Figura 12 - Ilustração das minas em planta, localizadas nas seguintes coordenadas: A. Mina Barita: 30°41'52" S e 53°46'12" W; B. Mina João Dahne: 30°42'11" S e 53°46'19" W.	37
Figura 13 - A, B: Visão geral da Mina Barita; C. Afloramento em estrada próximo à Mina Barita; D, E: Veios de barita em diferentes escalas.	38
Figura 14 - Índícios de mineralização de cobre em lapili tufos da Mina Barita em diferentes escalas. A e B: Afloramentos com malaquita dispersa; C: Fragmento de rocha com pontual ocorrência de azurita destacada em vermelho; D. Fragmento de rocha impregnado com alta concentração de malaquita.	39
Figura 15 - A. Circuito elétrico simples com ddp (V) gerada pelo resistor ao ser aplicada uma corrente elétrica (I). B. Lei de Ohm representada pela introdução de corrente elétrica (A) em um cilindro de resistividade R, seção S e comprimento L.	45
Figura 16 - Modelo de subsuperfície homogêneo e isotrópico visto em seção com a aplicação de corrente elétrica e distribuição das linhas equipotenciais.	45
Figura 17 - Modelo de aquisição AMNB com eletrodos de corrente (A e B) e eletrodos de aquisição (M e N). Subsuperfície com linhas de fluxo de corrente equipotenciais em um meio geológico hipotético com camadas que apresentam resistividades elétricas diferentes.	46
Figura 18 - Condução eletrolítica e eletrônica em rochas e metais.	48
Figura 19 - Funcionamento do decaimento do potencial com efeito da polarização induzida quando cessada a fonte de corrente primária.	51
Figura 20 - Polarização metálica e eletrolítica. A. Comportamento prévio à aplicação de corrente elétrica. B. Comportamento pós injeção de corrente elétrica.	51
Figura 21 - IP – domínio tempo.	52
Figura 22 - Principais arranjos utilizados para os métodos geoelétricos e seus respectivos cálculos de resistividade elétrica aparente.	54
Figura 23 – A. Campo de um dipolo magnético: o plano equatorial corresponde ao plano que atravessa o dipolo perpendicularmente ao seu eixo, e o ângulo L é definido entre esse plano e a	

linha que liga o centro do dipolo ao ponto P, representando a latitude do ponto em relação ao dipolo; B. Arranjo de dipolos magnéticos formando um corpo magnetizado de extensão finita. A justaposição dos dipolos faz com que os polos opostos em contato sejam neutralizados, restando apenas os polos nas extremidades do conjunto.	56
Figura 24 – Elementos do campo magnético terrestre. (Fe = vetor do campo total, He = componente horizontal, Ze = componente vertical, d = declinação, e i = inclinação).	61
Figura 25 - Imagem aérea da região de estudos com posição das linhas de aquisição geofísica de direção N60W.	68
Figura 26 - Eletrodos não polarizáveis confeccionados em cerâmica porosa. A. Eletrodo em funcionamento durante a aquisição geofísica, conectado ao cabo de transmissão de corrente pela haste de cobre; B. Esquema com componentes do eletrodo e materiais; C. Preenchimento por solução de sulfato de cobre (CuSO ₄).	69
Figura 27 - Equipamento Terrameter LS (ABEM) utilizado no levantamento geofísico. ..	69
Figura 28 - Imagem aérea da região de estudos com posição dos pontos de aquisição magnetométrica com espaçamento médio de 40m.	72
Figura 29 – A. Magnetômetro de base Overhauser Magnetometer (GSM-19), de GEM Systems; B. Antena DGPS S860 Stonex com precisão de 0,5 metro; C. Visor do aparelho DGPS S860 Stonex.	73
Figura 30 – Ortofoto da área de estudos destacada pelo polígono em amarelo.	75
Figura 31 – Modelo digital de elevação realizado na área destacada pelo polígono em amarelo com variações de altitude.	75
Figura 32 - A. Mapa de lineamentos marcados na escala 1:10.000 em um modelo digital de elevação ASTER do Escudo Sul–Riograndense; B. Destaque para a estruturação regional próxima à área de estudo destacada em vermelho. Zonas de cisalhamento: ISZ= Ibaré; CSSZ= Caçapava do Sul; DCSZ = Dorsal do Canguçu. Falhas: CPF= Cabritos–Perau; SF=Segredo; PJF= Palma– Jacques.	76
Figura 33 – Estereogramas de medidas realizadas na Mina Barita. A. Fraturas; B. Fraturas mineralizadas; C. Falhas.	77
Figura 34 - Padrão de fraturamento local, com direções e mergulhos correspondentes.	78
Figura 35 - Modelos de inversão de resistividade elétrica, com destaque para as áreas de alta resistividade.	81
Figura 36 - Modelos de inversão de cargabilidade, com destaque para as áreas de alta cargabilidade.	82
Figura 37 – Mapa de Intensidade Magnética Total (CMT) com destaque em branco para as anomalias mais intensas.	83
Figura 38 – Mapa de Redução ao Polo (RTP) com destaque em branco para as anomalias mais intensas.	84
Figura 39 – Mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) com destaque em branco para as anomalias mais intensas.	85
Figura 41 - Mapas de resistividade elétrica para as profundidades 10m, 20m, 30m e 40m.	89
Figura 42 - Mapas de resistividade elétrica para as profundidades 50m, 60m, 70m e 80m.	90
Figura 43 - Mapas de cargabilidade para as profundidades 10m, 20m, 30m e 40m.	91
Figura 44 - Mapas de cargabilidade para as profundidades 50m, 60m, 70m e 80m.	92
Figura 45 - Mapas para as profundidades de 30m e 80m com os traçados de orientação das mineralizações ocorrentes. A. Mapa de 30m de resistividade elétrica com linhas geofísicas realizadas; B. Mapa de 30m de cargabilidade; C. Mapa de 80m de resistividade elétrica; D. Mapa de 80m de cargabilidade.	93

Figura 46 - Mapas nas profundidades de 30 m e 80 m, apresentando as áreas de maiores valores dos mapas de CMT, ASA e RTP, juntamente com a indicação dos sistemas mineralizantes. A. Mapa de resistividade a 30 m; B. Mapa de cargabilidade a 30 m; C. Mapa de resistividade a 80 m; D. Mapa de cargabilidade a 80 m.96

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	12
2 OBJETIVOS	15
2.1 Objetivos específicos	15
3 ÁREA DE ESTUDO	16
3.1 Localização	16
3.2 Histórico da Pesquisa e Exploração de Cu nas Minas do Seival	17
4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	20
4.1 Escudo Sul-Riograndense (ESRG)	20
4.1.1 Compartimentação do ESRG	21
4.2 Bacia do Camaquã e Distrito Aurífero de Lavras do Sul	22
4.2.1 Estratigrafia da Bacia do Camaquã.....	26
4.2.2 Formação Hilário	28
4.3 Geologia Estrutural	30
4.4 Modelo Hidrotermal Magmático	31
4.4.1 Cobre pórfiro.....	34
4.4.2 Modelo Epitermal	34
4.4.3 Considerações acerca do modelo genético	36
5 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	37
6 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	40
6.1 Generalidades.....	40
6.3 Eletorresistividade (ER)	43
6.3.1 Condução de corrente elétrica nos meios geológicos	48
6.4 Polarização Induzida (IP).....	49
6.4.1 Mecanismos de Polarização	50
6.4.2 Medição da Polarização	52
6.5 Técnicas e Arranjos geoeletricos	53
6.6 Magnetometria	55
6.6.1 Suscetibilidade Magnética e propriedades magnéticas dos materiais	58
6.6.2 Campo magnético terrestre	59
6.7 Procedimentos de levantamento magnetométrico	62
6.7.1 Correção da Variação Diurna	62
6.7.2 Remoção do Campo de Referência Geomagnético Internacional (IGRF)	63
6.7.3 Continuação para cima.....	64
6.7.4 Redução ao polo (RTP).....	64

6.7.5 Amplitude do Sinal Analítico (ASA).....	65
7 AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS	66
7.1 Levantamentos geoeletricos – Eletroresistividade e Polarização Induzida	66
7.2 Levantamento magnético – Magnetometria	71
8 RESULTADOS	74
8.1 Fotogrametria digital.....	74
8.2 Geologia Estrutural	76
8.3 Eletroresistividade e Polarização Induzida.....	78
8.4 Magnetometria	83
8.5 Integração de dados	86
8.6 Correlação com trabalhos de geofísica aplicados à pesquisa mineral	96
9 CONCLUSÕES	99
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	102

1 INTRODUÇÃO

Historicamente, a economia do Brasil está estreitamente ligada à mineração, impulsionada pela diversidade e abundância de seus recursos minerais. O setor mineral contribui com cerca de 4% do PIB (Produto Interno Bruto) do Brasil e caracteriza um papel imprescindível para o saldo positivo da balança comercial (IBRAM, 2020). Em 2024, o faturamento do setor correspondeu a R\$270,8 bilhões, o que caracteriza um aumento de 9,1% em relação a 2023 (IBRAM, 2025). Dessa forma, desempenha um papel fundamental no sustento de inúmeras cadeias produtivas, as quais moldam o estilo de vida moderno da sociedade e conferem importância substancial para suprir suas necessidades básicas (MME, 2010).

O Brasil ocupa posição de destaque no cenário de mineração internacional, o que o classifica como um dos principais exportadores de minério do mundo. Dados de 2024 revelam que os principais componentes exportados são ferro (70,1%), cobre (9,3%), ouro (8,5%), nióbio (4,8%), pedras e revestimentos (2,9%), bauxita (0,7%), caulim (0,3%), manganês (0,2%) e outros (3,2%) (IBRAM, 2024).

O cobre é a segunda *commodity* mineral mais exportada do Brasil e tem participação de 6,9% no faturamento do setor, correspondente a R\$3,9 bilhões (IBRAM, 2024). A partir de uma base comparativa entre 2024 e o mesmo período em 2023, houve uma alta de 7,9% nas exportações por tonelada, com total de 348,9t, e o preço do minério apresentou um acréscimo de 10,2% em relação à média registrada (IBRAM, 2024). Nas últimas décadas, a demanda global por cobre aumentou expressivamente, impulsionada pelo crescente uso na transição energética e no avanço tecnológico em escala mundial.

Considerado um insumo crítico, o cobre desempenha função estratégica na infraestrutura elétrica e energética, essencial em sistemas de geração renovável — como turbinas eólicas e painéis solares —, em veículos elétricos, baterias e nas redes de transmissão e distribuição de energia (IEA, 2022). Suas propriedades físico-químicas incluem elevada condutividade elétrica, durabilidade e capacidade de reaproveitamento, que contribuem para sua relevância na promoção da eficiência energética e no fortalecimento de práticas industriais sustentáveis (COPPER FACTBOOK, 2024). Segundo dados do United States Geological Survey (USGS, 2024), a produção global e os estoques de cobre refletem a demanda, especialmente em função do aumento da urbanização e da digitalização de serviços e sistemas. Diante desse panorama, é destacada a importância de intensificar os esforços direcionados à pesquisa e prospecção mineral, fundamentais na identificação de novas jazidas, a fim de suprir

a crescente demanda e atender às necessidades futuras de abastecimento e fortalecer a economia nacional.

A pesquisa mineral constitui uma etapa imprescindível voltada à identificação e à avaliação detalhada de depósitos que apresentem viabilidade econômica, técnica e ambiental, a fim de progredir às fases de desenvolvimento e produção de mina. Essa atividade é aplicada no início de um empreendimento mineiro na qualificação e quantificação de um depósito e durante a operação de mina, com o propósito de ampliar reservas e, conseqüentemente, estender sua vida útil. Seu funcionamento engloba etapas sequenciais, iniciadas com um plano conceitual que aborda o potencial do alvo analisado, junto às informações como tipo de mineral, modelo genético, questões logísticas e demanda de mercado. Em sequência, é realizado um reconhecimento exploratório com mapeamento geológico e aplicação de métodos diretos e indiretos, como geoquímica e geofísica em escalas regionais e sondagens exploratórias. Essas técnicas de investigação conferem uma alternativa rápida que objetiva identificar a área alvo e proceder ao seu subsequente detalhamento (MOON et al., 2006).

A pesquisa mineral possui risco intrínseco alto devido às taxas de insucesso da atividade. Posto isso, os métodos diretos são fundamentais para a comprovação de ocorrências minerais visto que retratam a realidade e trazem dados confiáveis baseados em seu controle e garantia de qualidade (QA/QC). No entanto, possuem alta demanda de recursos financeiros e tempo, visto que uma significativa parcela de furos e testemunhos de sondagem se perdem devido à falta de informações prévias sobre a estruturação e morfologia dos alvos mineralizados, o que gera perfurações que atravessam estéréis e conseqüente desperdício orçamentário (MOON et al., 2006; MARJORIBANKS, 2010).

Como alternativa, o uso de métodos geofísicos é recomendável devido ao seu custo reduzido em comparação a métodos diretos, capacidade de cobrir grandes áreas e eficiência na delimitação de alvos de interesse para posteriores perfurações e amostragens, independentemente de exposições rochosas (DENTITH et al., 2014). A prospecção de sulfetos através de métodos elétricos como a Eletorresistividade (ER) e Polarização Induzida (IP) é promissora devido ao contraste entre as propriedades físicas analisadas de resistividade elétrica e cargabilidade, respectivamente (MUSSET & KHAN, 2000; KEAREY et al., 2002). Por conseguinte, esses métodos são amplamente empregados no estudo de exploração mineral (FLEET & MUMIN, 1997; HALLOF & YAMASHITA, 1984; DUSABEMARIYA et al., 2020; REVIL et al., 2022), com destaque para depósitos sulfetados (LANGORE et al., 1989; WHITE et al., 2001; MOREIRA et al., 2018; CORTÊS et al., 2019; ALI et al., 2020; MOREIRA et al., 2020; LENHARE & MOREIRA, 2020; EMBENG et al., 2022). De forma complementar, a

magnetometria constitui uma ferramenta amplamente empregada na exploração mineral, tanto na detecção indireta de mineralizações associadas à presença de minerais magnéticos quanto no mapeamento de estruturas favoráveis à concentração de minerais. Estudos recentes ressaltam a aplicação desse método em diversos tipos de depósitos e contextos geológicos (PEREIRA, 2014; MATOS et al., 2020; JAFARLOU et al., 2022; VALLÉE et al., 2024; HEO et al., 2025).

Uma das estratégias para a descoberta de novos recursos minerais é a reavaliação de áreas potencialmente mineralizadas, um procedimento técnico usual e economicamente viável, pois envolve o aprofundamento de estudos voltados a alvos previamente definidos por exploração mineral, com base nos recursos técnicos empregados em campanhas de pesquisa, a fim de otimizar recursos e aumentar a probabilidade de sucesso (MARKER et al., 2005; WELLMER et al., 2008; MOREIRA et al., 2018). Dessa forma, dados prévios potencializam o sucesso de pesquisas minerais que envolvam geofísica, vista a possibilidade do conhecimento acerca da morfologia do corpo mineralizado e dos possíveis condicionantes da mineralização (CORTÊS et al., 2019).

Fundamentado nessa estratégia, o trabalho visa avaliar o potencial de descoberta de um depósito de cobre sulfetado entre duas minas desativadas no Sul do Brasil, na região das Minas do Seival. Essa perspectiva considera o contexto metalogenético e estrutural favorável da região e, principalmente, a existência das minas desativadas, as quais apresentam indícios de mineralização – malaquita e azurita – até o presente momento. A área de estudo é ausente de indícios de mineralização em superfície, o que a qualifica como um alvo para a descoberta de um depósito não aflorante, com possibilidade de conexão entre as minas.

Embora o uso integrado de métodos geoeletricos e magnetométricos seja empregado em estudos geofísicos, sua aplicação na reavaliação de depósitos minerais conhecidos, especialmente no entorno de minas desativadas, com ênfase na identificação de novos depósitos, ainda é pouco explorada na literatura científica. Esse cenário evidencia a relevância deste trabalho, que se propõe como uma base metodológica para investigações futuras voltadas à reavaliação de depósitos a partir de dados geofísicos.

Ademais, a conjuntura apresentada, aliada à disponibilidade do equipamento geofísico pertencente ao Laboratório de Geofísica do Departamento de Geologia Aplicada da Universidade Estadual Paulista (UNESP), à possibilidade de acesso à área e ao financiamento concedido através do projeto regular FAPESP (nº 2023/04732-8) “Análise de guias prospectivos em ocorrências de sulfetos no Escudo Sul-Riograndense estudo em áreas análogas no Brasil e Uruguai para fomento ao setor mineral no MERCOSUL”, consolida e respalda a execução deste trabalho.

2 OBJETIVOS

Avaliar o potencial de descoberta de um depósito de cobre sulfetado não aflorante entre duas minas desativadas na região Sul do Brasil, por meio da integração de reconhecimento geológico, análise estrutural e levantamento geofísico, com ênfase na reavaliação da área como estratégia para a definição de novos alvos mineralizados.

2.1 Objetivos específicos

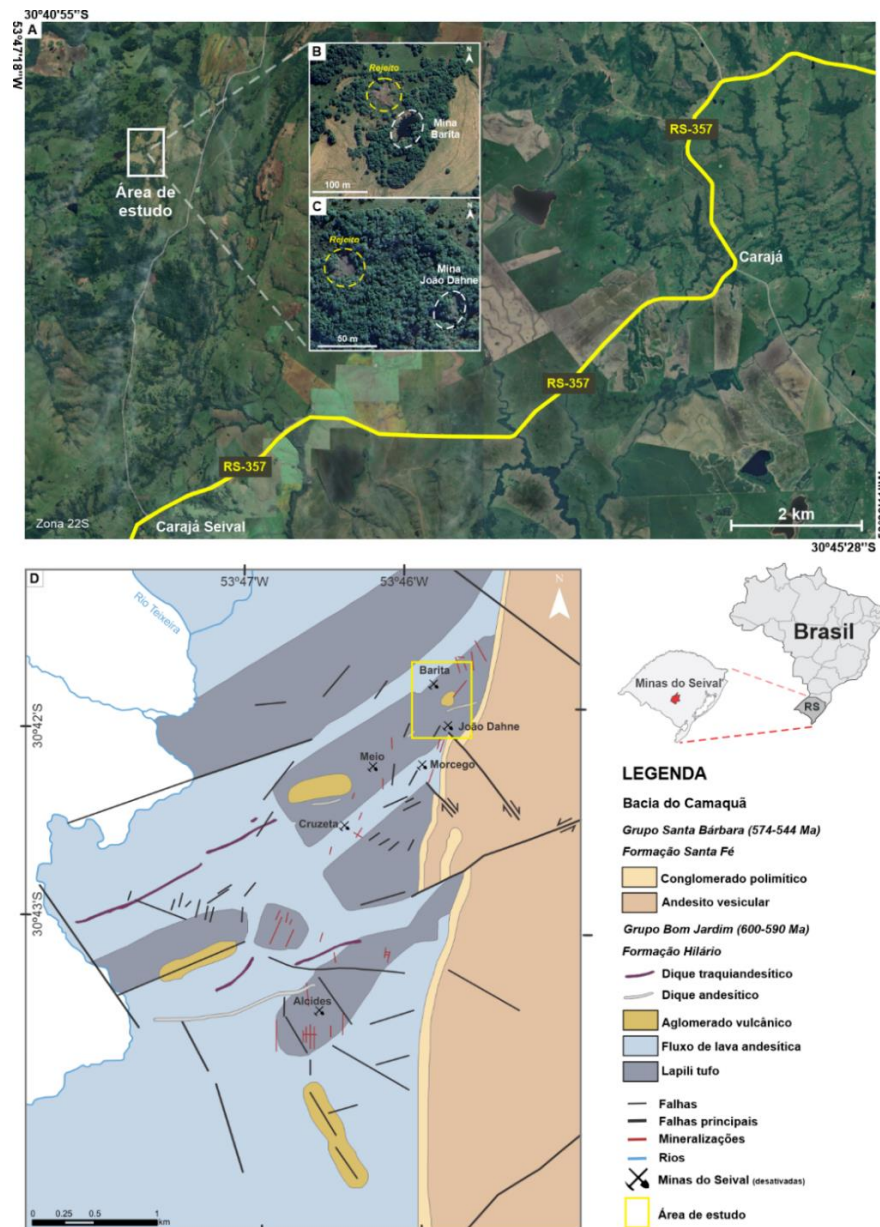
- Realizar o reconhecimento geológico da área de estudo, com ênfase na caracterização das unidades litológicas e evidências de mineralização;
- Analisar o contexto estrutural da área com a identificação das principais feições associadas ao controle da mineralização;
- Adquirir e processar dados geofísicos por meio dos métodos de Eletrorresistividade, Polarização Induzida e Magnetometria;
- Gerar e interpretar modelos geofísicos, a fim de caracterizar as propriedades físicas da subsuperfície;
- Identificar e delimitar zonas anômalas associadas à possível ocorrência de sulfetos a partir da integração dos métodos utilizados;
- Integrar os dados geológicos, estruturais e geofísicos na interpretação dos sistemas hidrotermais e seus controles;
- Avaliar a continuidade em profundidade e a possível conexão entre as mineralizações associadas às minas desativadas.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização

As Minas do Seival estão localizadas a 324 km da capital do estado do Rio Grande do Sul (RS), Porto Alegre, pela rodovia BR 290, entre os limites municipais de Caçapava do Sul e Lavras do Sul. A área abriga seis minas com ocorrências de cobre: (1) Barita; (2) João Dahne; (3) Morcego, (4) Meio; (5) Cruzeta; (6) Alcides. A área de estudo está localizada entre as minas Barita e João Dahne (Figura 1).

Figura 1 - Localização da área de estudo. A. Imagem de satélite com acessos e pontos de referência próximos à área de estudo; B. Imagem de satélite atual da Mina Barita; C. Imagem de satélite atual da Mina João Danhe; D. Mapa Geológico da região das Minas do Seival com as minas desativadas e estruturas geológicas da área.



Fonte: A, B, C. Google Earth, 2024; D. Modificado de Lopes et al. (2018).

A região entre os municípios de Caçapava do Sul e Lavras do Sul está situada no centro-sul do estado do Rio Grande do Sul. Os municípios têm sua economia baseada no setor primário, pecuária, agricultura e mineração (IBGE, 2014).

A localidade confere uma zona de campo com topografia suave, pouco acidentada, com vegetação do bioma pampa, representada por extensas áreas de gramíneas e concentrações arbóreas localmente (Figura 2).

Quanto ao clima, as chuvas são bem distribuídas ao longo do ano no estado. As temperaturas médias mais baixas ocorrem em julho e variam entre 9°C e 10°C e as mais altas em janeiro, entre 25°C e 26°C (KUINCHTNER et al., 2016). O estado apresenta um clima do tipo Cf, conforme a classificação de Köppen (1931), onde "C" denota um clima temperado e "f" indica um regime pluviométrico uniforme ao longo do ano, sem estação seca definida.

Figura 2 – Aspectos da vegetação característica do bioma Pampa, dominada por extensas formações campestres (gramíneas), com ocorrência pontual de agrupamentos arbóreos.



Fonte: autoria própria (2024).

3.2 Histórico da Pesquisa e Exploração de Cu nas Minas do Seival

A região das Minas do Seival apresenta um histórico de exploração mineral de longa data no âmbito da mineração de cobre e ouro (HARRES, 2000). Em torno de 1930 ocorreu a

maior exploração de Cu, favorecida pela proximidade com outras jazidas cupríferas, que em conjunto constituem o distrito minerário do Seival (REISCHL, 1978).

Companhias particulares e estatais descreveram ocorrências de 1901 até 1931, quando a Cia. E. F. e Minas de São Jerônimo iniciaram escavações rasas. Em 1937 a Companhia de Porto Alegre assumiu a exploração e alcançou teores de 4,7% de Cu. Posteriormente, foi passada para Cia. Indústria Eletro-Químicas S/A entre os anos de 1939 e 1942. Nas décadas de 1930 e 1960, a intensa atividade de pesquisa e lavra realizada na região ocorreu em um contexto econômico marcado por variações significativas no valor do cobre e por uma conjuntura industrial em expansão. Especificamente durante o período entre 1955 e 1962, em que mais de mil toneladas de minério eram lavradas mensalmente com teores médios próximos de 1,6% de Cu (LOPES et al., 2018), o preço do cobre no mercado internacional estava situado em patamares que tornavam economicamente viáveis operações de pequena e média escala, impulsionadas pela demanda crescente em setores elétrico e industrial no pós-guerra (USGS, 2020; MISSIONRIDGE, 2017). A reserva das Minas do Seival foi estimada em ~0,20 Mt de minério com ~1,40% de Cu e 10-70ppm de Ag (REISCHL, 1978; LOPES et al., 2014).

A Companhia Brasileira do Cobre (CBC), entre 1977 e 1978, pesquisou a região e realizou campanhas de sondagem (LOPES et al., 2018), momento de crescente relevância econômica dos metais básicos no mercado internacional (NERC, 1980).

Reischl (1978) realizou a classificação e nomenclatura das seis minas da área e uma ocorrência:

1. Mina Barita: as rochas predominantes são lapili tufos e aglomerados vulcânicos. Reserva em cerca de 64000 toneladas e teor de 1,7% de Cu (sulfetado e oxidado), com Ag associada (70ppm). A mineralização ocorre em um corpo lenticular NE-SW que mergulha 50° para NW, com Cu na forma de calcocita em bolsões irregulares em falhas. Como mineral de ganga ocorre barita em veios de direção N-S. Essa mina desativada atualmente possui trincheiras inundadas de fácil acesso pelas extremidades e topo.
2. Mina João Dahne: predominam lapili tufos e lava andesítica de fluxo. Reserva inferida de 20000 toneladas com minério de baixo teor. Foi explorada em 1957 por uma trincheira de dezenas de metros com direção NE-SW e alto mergulho. Atualmente possui 3 trincheiras desativadas de difícil acesso, inundadas ou com muita vegetação.
3. Mina do Morcego: tem como rocha predominante as lavas andesíticas de fluxo. Reserva em cerca de 15000 toneladas e teor de 2,5% de Cu. A lavra foi considerada

antieconômica devido à alta oxidação (70% do minério), com calcocita e malaquita disseminadas em superfície próximas a zonas de fraturas, com direção N-S e NE-SW.

4. Mina do Meio: as rochas predominantes são lapili tufos. Reserva em cerca de 18000 toneladas e teor de 0,6% de Cu e 15ppm de Ag associada. O Cu ocorre em malaquita em concentrações irregulares condicionadas ao fraturamento do tufo andesítico, com direção N-S e NE-SW. Corresponde a uma trincheira não inundada com 60m de extensão e um poço, de fácil acesso.
5. Mina da Cruzeta: predominam lavas andesíticas de fluxo. Reserva inferida de 15000 toneladas de Cu. O minério ocorre em calcocita em veios ao longo de fraturas e pontualmente disseminado, com direção NE-SW e NW-SE. Acesso difícil através da pilha de rejeito até o interior da cava.
6. Mina Alcides: as rochas predominantes são lapili tufos. Reserva em cerca de 70000 toneladas e teor de 0,83% de Cu e 16ppm de Ag associada. O minério ocorre em bolsões de calcocita disseminados com mineral de ganga barita no preenchimento de falhas de direção N-S. Três cavas principais parcialmente inundadas de fácil acesso.
7. Ocorrência Vila do Torrão: Cu em malaquita superficial e calcocita disseminada condicionadas ao fraturamento da rocha de forma irregular. Como minerais de ganga ocorrem barita e calcita.

A partir dos anos 2000, as Minas do Seival foram alvos de empresas multinacionais, contudo, devido ao investimento insuficiente e essencialmente baseado em alguns furos de sondagem, as pesquisas foram incipientes e infrutíferas (LOPES et al., 2018), em contexto econômico marcado pela volatilidade do mercado internacional do cobre, especialmente em época de recessão econômica (USGS, 2020).

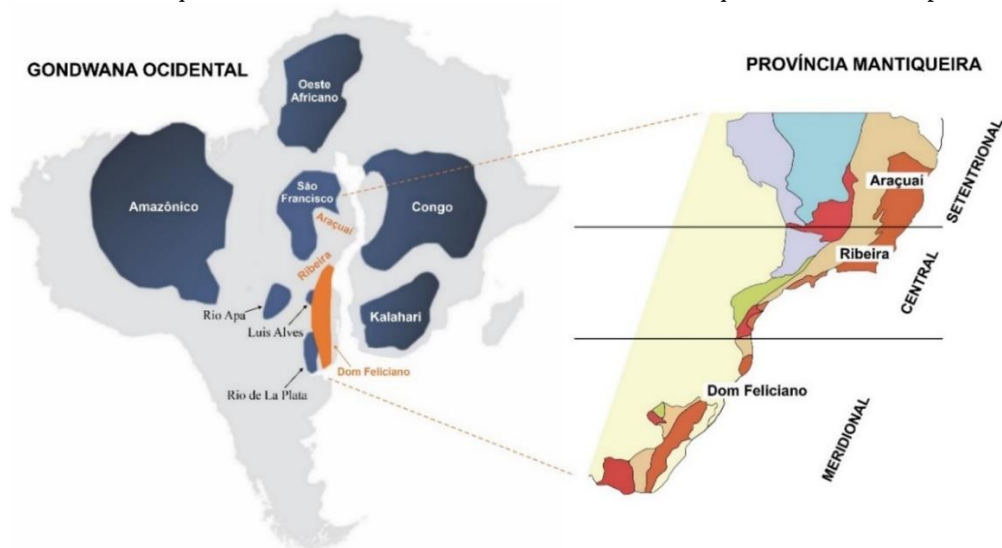
4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1 Escudo Sul-Riograndense (ESRG)

O paleocontinente Gondwana Ocidental foi aglutinado no período da orogênese Brasiliana-Pan-Africana, o que promoveu a colagem de terrenos Neoproterozoicos, no período de aproximadamente 890 a 540 Ma (LAUX et al., 2021) (Figura 3). Ao final do Neoproterozoico e início do Paleozoico, é originada a Província Mantiqueira, inicialmente descrita por Almeida et al. (1997). Esta corresponde a uma complexa unidade geotectônica localizada entre os crátons São Francisco e Rio de La Plata, a partir do fechamento do Oceano Adamastor (HARTNADY et al., 1985). A orientação da província é NNE-SSW e se estende por cerca de 3000 km pela costa atlântica, de Montevideu (Uruguai) ao sul da Bahia (ALMEIDA & HASUI, 1984).

A província é compartimentada pelos cinturões Dom Feliciano (sul do Brasil até o Uruguai), Araçuai (Espírito Santo, leste de Minas Gerais e sul da Bahia) e Ribeira (estados do Rio de Janeiro, Minas Gerais, São Paulo e Paraná) (HEILBRON & MACHADO, 2003) (Figura 3).

Figura 3 - À esquerda mapa do Gondwana Ocidental com a indicação dos crátons (áreas azuis) e das faixas móveis da Província Mantiqueira. À direita, detalhamento da Província Mantiqueira com sua compartimentação.



Fonte: Modificado de Almeida (1977) e Almeida & Hasui (1984).

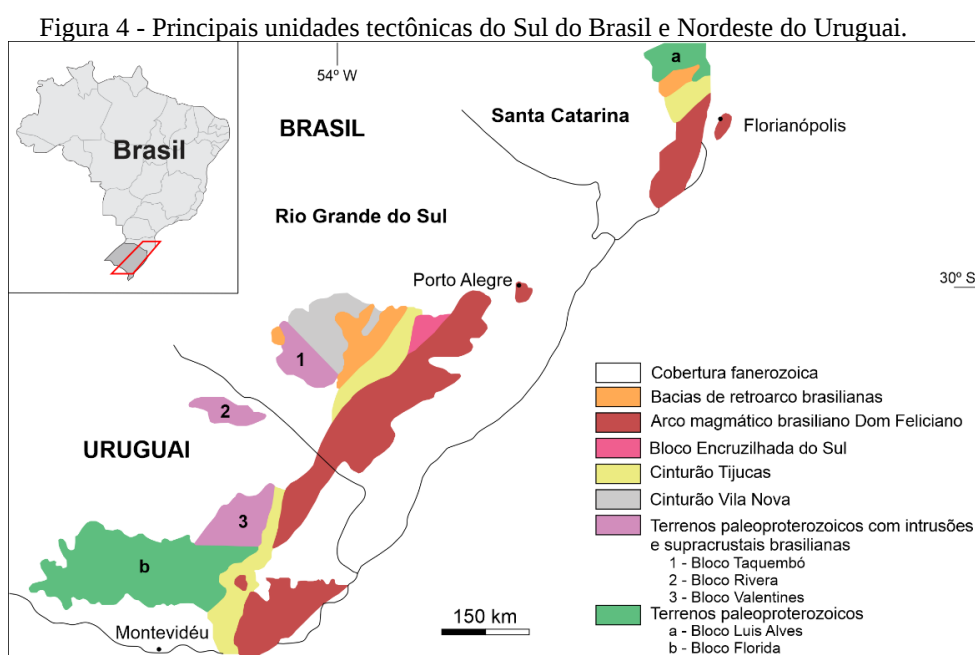
No Cinturão Dom Feliciano afloram rochas geradas nos ciclos orogênicos Transamazônico (2,26-2,00 Ga) e Brasiliano (900-535 Ma) (SOLIANI JUNIOR et al., 2000). Todavia, o último ciclo orogênico supracitado foi o responsável pela acreção, deformação e retrabalhamento de blocos crustais pré-cambrianos que marcam a configuração atual.

São três os eventos tectônicos principais que explicitam o evento Brasileiro no sul do país (HARTMANN et al., 1998). Primeiramente, no Neoproterozoico mais antigo, se deu o início da atividade de subducção enfatizada pelo metadiorito Passinho (PEREIRA, 2011b). Secundariamente, ocorreu o evento tectônico relacionado à Orogênese São Gabriel (850 a 700 Ma), com desenvolvimento de prisma acrescionário, arco de ilhas e arco magmático do Terreno São Gabriel (753 a 680 Ma). Por fim, o último evento tectônico retrata a Orogênese Dom Feliciano (650 a 500 Ma), marcado por rochas de arco magmático continental plutono-vulcano-sedimentares geradas em estágios tardi a pós-orogênicos, em configuração de retroarco e intrusão de granitos sin, tardi e pós-colisionais (CHEMALE JR, 2000, PEREIRA, 2011b).

O estado do Rio Grande do Sul está situado no contexto geológico do Escudo Sul-Riograndense (ESRG). Corresponde ao supracitado cinturão Dom Feliciano, relativo à porção meridional da Província Mantiqueira. Sua extensão atinge aproximadamente 800km de comprimento com largura média de 150 km, segundo a orientação NE-SW, de Santa Catarina até o Uruguai (CHEMALE JR, 2000).

4.1.1 Compartimentação do ESRG

O ESRG é segmentado nas unidades tectônicas Bloco Taquembó (Complexo granulítico), Cinturão Vila Nova (Terreno São Gabriel), Cinturão Tijucas (Terreno Tijucas) e Cinturão Dom Feliciano (Batólito Pelotas) (CHEMALE JÚNIOR et al., 2000) (Figura 4).



Fonte: Modificado de Chemale Júnior, 2000.

O Bloco Taquembó é a unidade geotectônica mais antiga, composto por gnaisses quartzo-feldspáticos e máficos, rochas supracrustais e ultramafitos. O metamorfismo apresenta as fácies granulito a anfibolito, referente ao Complexo Granulítico Santa Maria Chico, intrudidos por granitos da Suíte Afonso do ciclo brasileiro com coberturas parciais de rochas vulcanossedimentares (NARDI & HARTMANN, 1979).

O Cinturão Vila Nova (Terreno São Gabriel) é composto por gnaisses tonalíticos a granodioríticos, unidades básicas-ultrabásicas, rochas vulcanossedimentares metamorfizadas em fácies xisto verde até anfibolito e granitos com foliação originados e/ou deformados pelo evento São Gabriel (700Ma a 750Ma) (CHEMALE JÚNIOR et al., 1994).

O Cinturão Tijucas (Terreno Tijucas) é localizado entre os cinturões Vila Nova e Dom Feliciano, composto por rochas supracrustais em fácies xisto verde até anfibolito, além de gnaisses do Proterozóico Inferior (CHEMALE JÚNIOR et al., 1994).

Por fim, o Cinturão Dom Feliciano (Batólito Pelotas) compreende granitos, gnaisses e migmatitos com ápice metamórfico e tectônico principal em 562 a 616Ma (CHEMALE JÚNIOR et al., 1994).

No presente contexto geológico, ocorrem feições estruturais bastante representativas em escala regional. São destacadas duas zonas de cisalhamento: Ibaré, que separa o Cinturão Vila Nova do Bloco Taquembó com direção NW-SE e Caçapava do Sul, que divide o Bloco Taquembó do Cinturão Tijucas (SAALMANN et al., 2005; HARTMANN et al., 2007). Esses lineamentos estruturais condicionam o magmatismo do final do Neoproterozoico e dispõem corpos graníticos como as suítes Vauthier, Santa Rita, Cerro Preto e o granito Saibro no contexto da feição estrutural Ibaré.

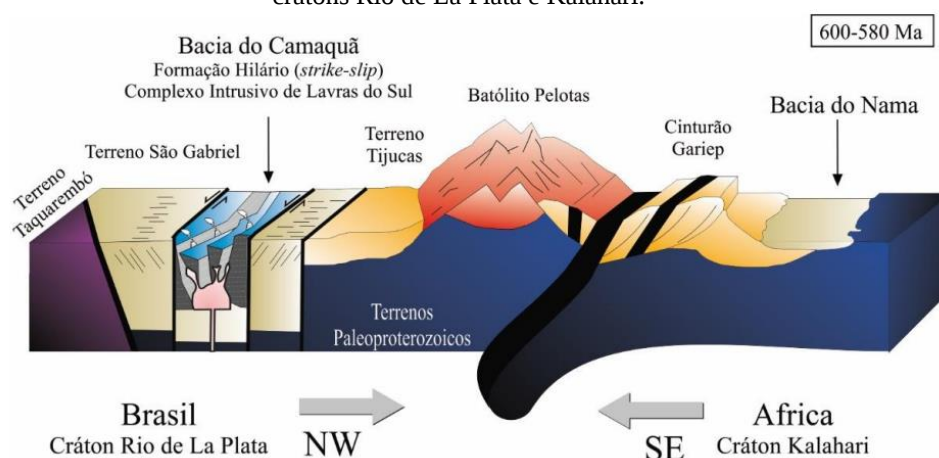
Ademais, essas estruturas são responsáveis pelo controle de algumas mineralizações da região. Segundo Gastal et al., 2015, por exemplo, durante o regime sinistral da Zona de Falha Palma-Jacques, estruturas rúpteis são ativadas e caracterizam o principal controle da mineralização do Distrito Aurífero de Lavras do Sul.

4.2 Bacia do Camaquã e Distrito Aurífero de Lavras do Sul

Associada ao ESRG em escala regional, ocorre a Bacia do Camaquã assentada sobre seus terrenos cristalinos. Considerada uma bacia plutono-vulcano-sedimentar, possui idade Neoproterozoica-Cambriana e elongação NE-SW. Essa bacia é correlacionada à Bacia do Itajaí (SC) (GUADAGNIN et al., 2010; BASEI et al., 2011; FONT et al., 2011), à Bacia de Castro (PR), às bacias de Barriga Negra, Piriápolis, San Carlos e Cerros de Aguirre no Uruguai

(SÁNCHEZ-BETTUCCI et al., 2009), e à Bacia do Nama, na Namíbia (MEERT et al., 1997) (Figura 5). Possui direção N30E, aproximadamente 100 km de comprimento e até 100 km de largura (TEIXEIRA et al., 2004). Segundo Paim et al., 2000, foi preenchida e deformada nas fases finais da Orogenia Brasileira. Possui uma complexa padronagem de preenchimento (KAZMIERCZAK, 2006) por sua história deposicional compor pulsos de subsidência e preenchimento descontinuado por eventos deformacionais, de soerguimento e erosão (PAIM et al., 2000).

Figura 5 - Modelo evolutivo do Escudo Sul-Riograndense (600-580 Ma) com representação da colisão entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari.

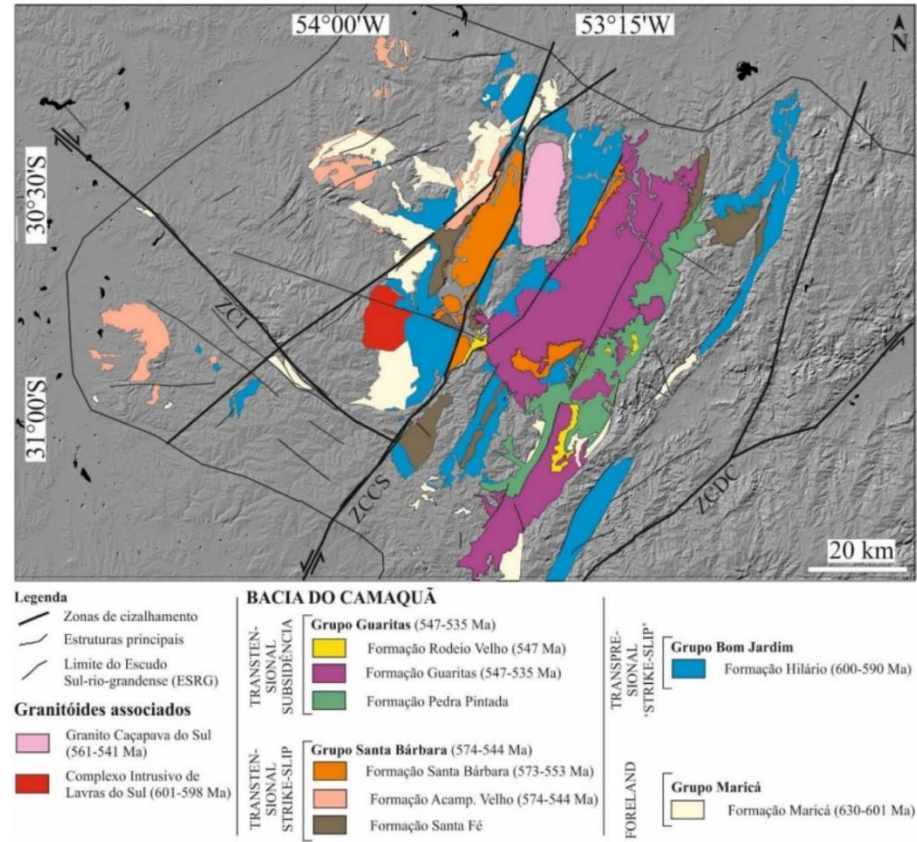


Fonte: Modificado por Lopes et al. (2018) de Chemale Jr. (2000); Bongioiolo et al. (2011); Gastal et al. (2015).

Seu embasamento é composto por gnaisses e rochas metavulcanossedimentares deformadas com direção NW-SE (CHEMALE JÚNIOR., 2000; SAALMANN et al., 2011). A Bacia do Camaquã é compartimentada em quatro grupos que são compostos por diversas formações, divididos em quatro eventos: i) Grupo Maricá, em contexto de bacia de retroarco ou *foreland* (CHEMALE JÚNIOR., 2000; BORBA et al., 2008); ii) Grupo Bom Jardim, depositado em bacia do tipo transpressional *strike-slip* (LIMA et al., 2007; JANIKIAN et al., 2008); iii) Grupo Santa Bárbara, em contexto transtensional *strike-slip* (PAIM et al., 2000; BICCA et al., 2013); iv) Grupo Guaritas, formado em evento de subsidência transtensional (BICCA et al., 2013; OLIVEIRA et al., 2014) (Figura 6).

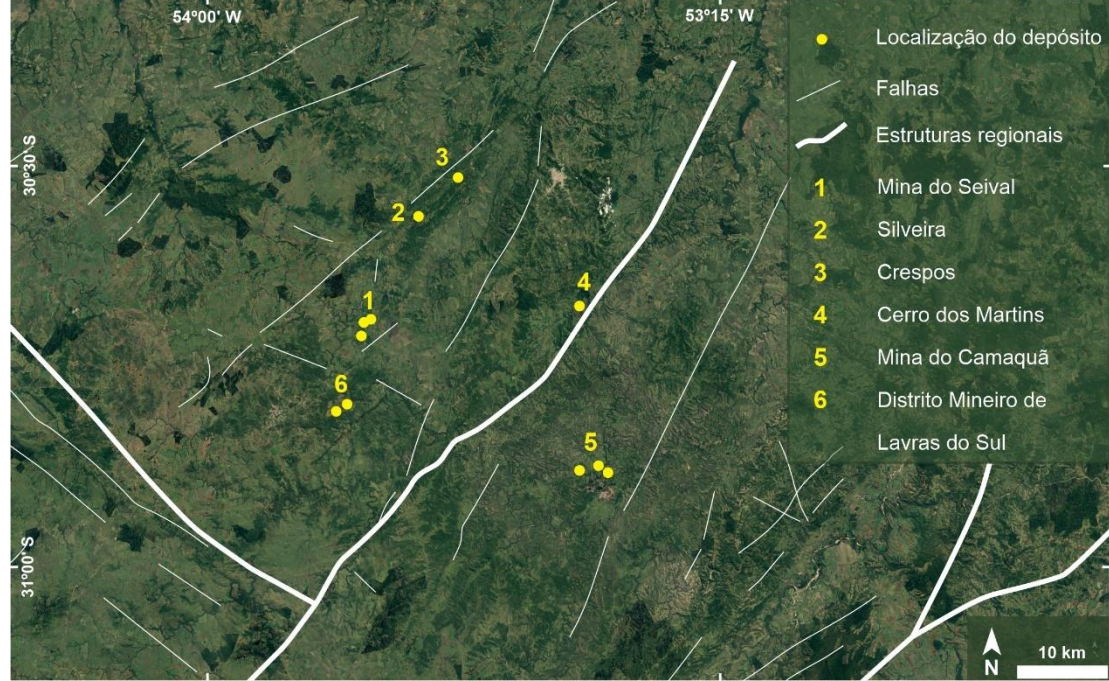
As Minas do Camaquã representam as jazidas com maior volume de minério da bacia e abrangem as minas do Uruguai, São Luiz e Santa Maria, com explorações de Cu, Au, Ag, Pb e Zn (REMUS et al., 2000; LAUX et al., 2005; RENAC et al., 2014). Na região de Caçapava do Sul ocorre o Cerro dos Martins, outro depósito significativo de cobre na região, hospedado no Grupo Bom Jardim (REMUS et al., 2000; TONIOLO et al., 2004). Além disso, a região abriga outras minas, conforme ilustrado na Figura 7.

Figura 6 - Mapa Geológico da Bacia de Camaquã com principais estruturas e falhas marcadas sobre uma imagem Hillshade ASTER. Zonas de Cisalhamento: ZCI = Ibaré; ZCCS = Caçapava do Sul; ZCDC = Dorsal do Canguçu.



Fonte: Lopes et al. (2018). Modificado de Wildner et al. (2002); Toniolo et al. (2007).

Figura 7 - Localização das principais minas de Cu, Au-Cu e Pb-Zn na Bacia do Camaquã.

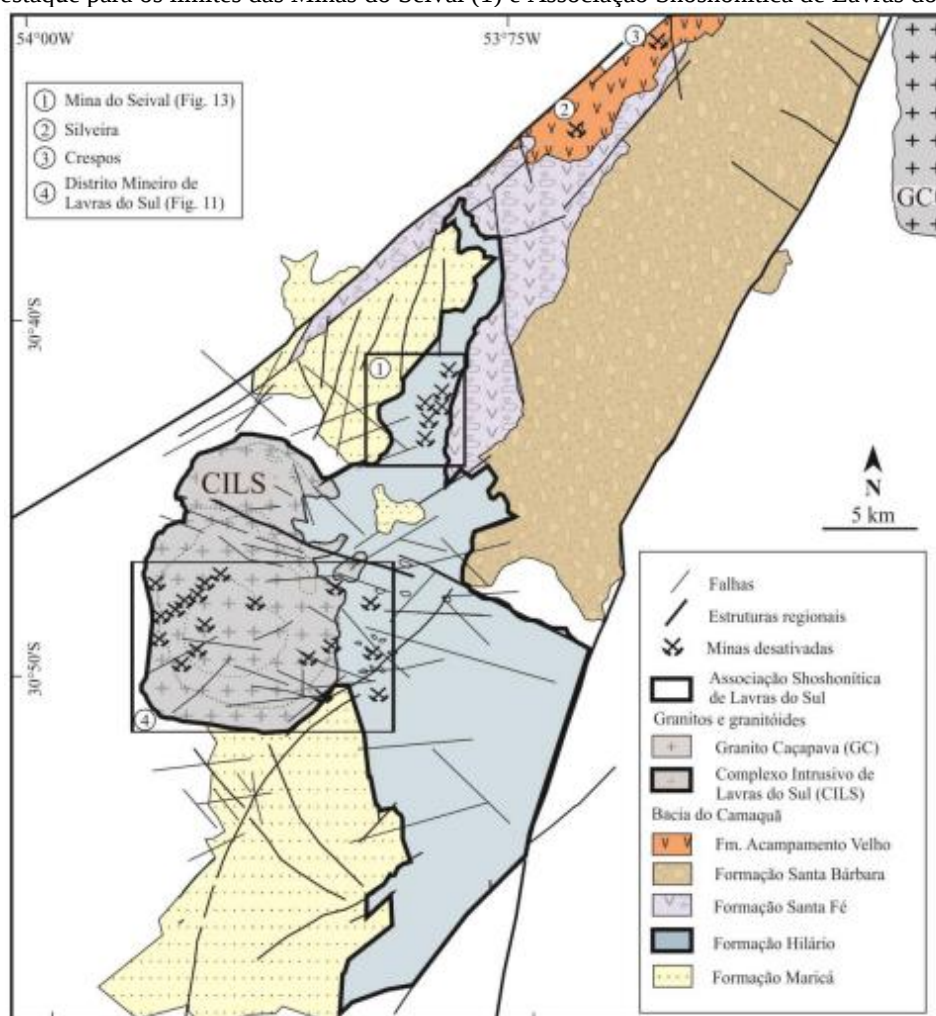


Fonte: Modificado de Lopes et al. (2018) e Toniolo et al. (2007).

No contexto regional próximo à Mina do Seival, ocorre o Distrito Mineiro de Lavras do Sul, uma associação shoshonítica caracterizada por magmatismo pós-colisional relativo ao final da Orogenia Brasileira (LIMA & NARDI, 1998). Segundo Lima (1995), estão situados no Cinturão Vila Nova os traquibasaltos ricos em potássio na base da sequência estratigráfica, sobrepostos por ciclos shoshoníticos, depósitos piroclásticos de queda e fluxo.

O Distrito Mineiro de Lavras do Sul (Figura 8) abarca as minas Aurora, Dourada, Caneleira, Bloco do Butiá, Mato Feio, Olaria, Galvão, Taruman, Cerritos, Paredão, Pitangueira, São José, Santo Expedito, Valdo Teixeira, Virgínia e Zeca Souza no contexto geológico do Complexo Intrusivo de Lavras do Sul e as minas Cerro Rico, Saraiva, Volta Grande e Merita, pertencentes à Formação Hilário (BONGIOLO et al., 2011). Ouro e cobre são os minérios mais prospectados da região.

Figura 8 - Mapa geológico do centro-oeste da Bacia do Camaquã com indicação numérica para as minas da região. Destaque para os limites das Minas do Seival (1) e Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (4).

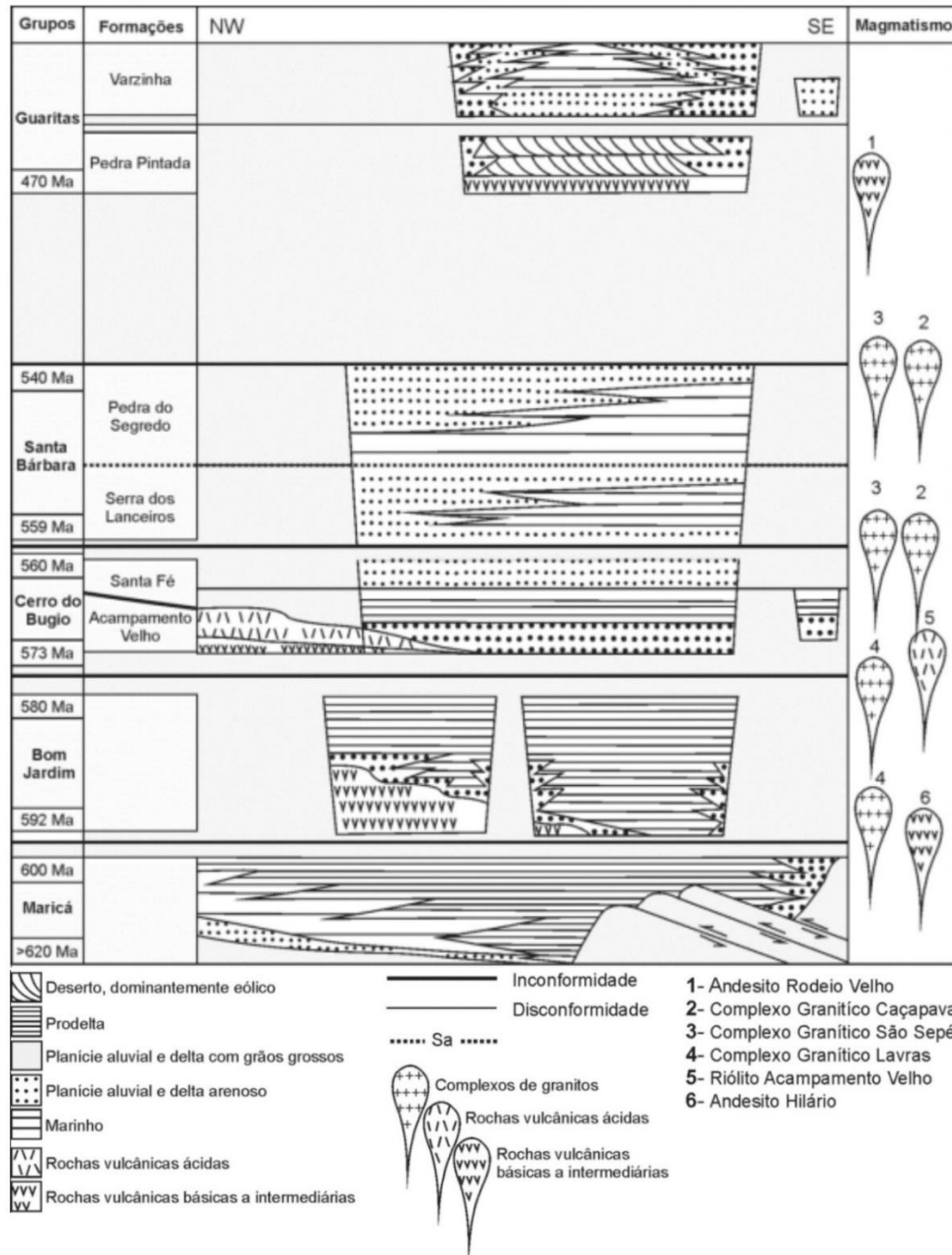


Fonte: Lopes et al. (2018). Modificado de Toniolo et al. (2007) e Gastal et al. (2015).

4.2.1 Estratigrafia da Bacia do Camaquã

A fim de compreender a evolução estratigráfica do contexto geológico regional, a classificação de Paim et al. (2000) é usada como base dada sua relevância nos conceitos de aloestratigrafia e estratigrafia de sequências (Figura 9).

Figura 9 - Carta estratigráfica da Bacia do Camaquã.



Fonte: PAIM et al., 2000.

O Grupo Maricá corresponde ao primeiro registro da cobertura do ESG, composto por sedimentos siliciclásticos com clastos vulcânicos, datado com $630 \pm 3,4$ Ma, a partir do método $^{238}\text{Pb}/^{206}\text{U}$ (BORBA et al., 2008). Sua base é composta por rochas cristalinas do embasamento, marcada por uma não conformidade (PAIM et al., 2000). O grupo é subdividido em três unidades sedimentares segundo Pelosi & Fragoso-Cesar (2003): i) Formação Passo da Promessa confere o pacote basal com arenitos com estratificação cruzada e lentes de conglomerado, depositada em ambiente de planície fluvial com canais entrelaçados; ii) Formação São Rafael, posta estratigraficamente acima, equivale a arenitos e ritmitos gerados em plataforma marinha rasa com ondas; iii) Formação Arroio América corresponde ao topo com arenitos e conglomerados depositados novamente em ambiente de planície fluvial entrelaçada, relacionada a leques aluviais.

Sobreposto ao Grupo Maricá ocorre o Grupo Bom Jardim, proposto inicialmente por Ribeiro et al. (1966) com posterior compartimentação elaborada por Janikian et al. (2003). Possui espessura aproximada de 4000 metros com subdivisão mais aceita em duas unidades: i) Formação Hilário na porção basal com 592 Ma (CHEMALE JÚNIOR., 2000), constituída por rochas vulcânicas intermediárias com magmatismo cálcio-alcálico e afinidade shoshonítica como andesitos, dacitos e latitos, além de rochas vulcanoclásticas como tufos, lapili tufos e brecha tufos (JANIKIAN et al., 2005) em ambiente subaquático (JANIKIAN et al., 2003); ii) Formação Arroio dos Nobres no topo com intercalações de conglomerados, arenitos e siltitos (BORBA, 2006) em sistemas deltaicos (KAZMIERCZAK, 2006). Ademais, as rochas shoshonítica de Lavras do Sul foram datadas em $591,8 \pm 3$ Ma a partir do método $^{238}\text{Pb}/^{206}\text{U}$ e, portanto, entendida como pertencente da Formação Hilário (ALMEIDA et al., 2012).

Posto estratigraficamente acima, ocorre o Grupo Cerro do Bugio com espessura em cerca de 1000 metros. Segundo Paim et al. (2000), o grupo é subdividido em duas formações geológicas: i) Formação Acampamento Velho na base com aproximadamente 700 metros, composta por rochas vulcânicas de caráter alcalino sódico, relativo à pós-orogénia com tectonismo extensional (SOMMER et al., 1999), datada em $549,3 \pm 5$ Ma pelo método $^{238}\text{Pb}/^{206}\text{U}$ (SOMMER et al., 2005) ; ii) Formação Santa Fé no topo com cerca de 300 metros, compreende depósitos fluviais conglomeráticos com gradação para arenitos estratificados e ritmitos (PAIM et al., 2000). O contato com o Grupo Bom Jardim ocorre com uma discordância erosiva junto à Formação Acampamento Velho (JANIKIAN et al., 2005), enquanto o contato superior é dado por uma discordância angular (PAIM et al., 2000).

O Grupo Santa Bárbara ocorre posposto com espessura aproximada de 2000 metros e idade entre 590 e 540 Ma (KAZMIERCZAK, 2006). Compreende rochas sedimentares como

siltitos, arenitos e conglomerados (BORBA, 2006) em ambientes aluvial, costeiro e deltaico, marcados por uma sucessão aluvial-marinha em sistema de riftes (FAMBRINI et al., 2005). CPRM (2007) expõe duas formações que compõem o grupo: i) Formação Serra dos Lanceiros na base, referente a progradação do sistema arenoso deltaico entrelaçado com natureza longitudinal (PAIM et al., 2000); ii) Formação Pedra do Segredo, alusiva a progradação areno-conglomerática do sistema supracitado, com caráter transversal (PAIM et al., 2000).

Subsequente, ocorre o Grupo Guaritas como último estágio deposicional da Bacia do Camaquã. Datado por volta de 470 Ma (KAZMIERCZAK, 2006), o grupo possui cerca de 800 metros e compreende siltitos, arenitos, conglomerados e derrames basálticos do Membro Rodeio Velho, datado em 470 ± 19 Ma (HARTMANN et al., 1998), gerado em ambiente intraplaca (PAIM et al., 2000). Os registros sedimentares do grupo são divididos em duas formações geológicas: i) Formação Pedra Pintada na base com fácies eólicas de dunas e interdunas, flúvio-lacustres e de leques aluviais (OLIVEIRA, 2012); ii) Formação Varzinha no topo, com fácies eólicas na base seguidas por lacustres e deltaicas (OLIVEIRA, 2012).

4.2.2 Formação Hilário

A Formação Hilário, integrante do Grupo Bom Jardim, é composta por rochas vulcânicas intermediárias com magmatismo cálcio-alcálico e afinidade shoshonítica como andesitos, dacitos e latitos, além de rochas vulcanoclásticas como tufos, lapili tufos e brecha tufos (JANIKIAN et al., 2005). Mais precisamente na área das Minas do Seival, a Formação Hilário é composta por lava andesítica de fluxo, lapili tufo, aglomerado vulcânico e corpos hipoabissais de composições andesíticas a traquiandesíticas, principalmente diques de orientação NE-SW (LOPES et al., 2018).

Lopes et al. (2018) realizaram um trabalho petrográfico na área das Minas do Seival. A tabela 1 sumariza os tipos rochosos encontrados na área e descrições de textura e mineralogia.

As lavas andesíticas de fluxo correspondem a derrames de lava intermediária com teor de sílica moderado (entre 52% e 63% de SiO_2), predominantemente compostas por andesito, uma rocha ígnea vulcânica. A viscosidade tende a ser menor que das lavas basálticas, com fluxos mais espessos e superfícies rugosas e fragmentadas. Nesse contexto, podem ser amigdaloidais de matriz fina ou porfiríticas, intensamente fraturadas em algumas localidades (LOPES et al., 2018).

Os lapili tufos são rochas piroclásticas formadas pela consolidação de fragmentos vulcânicos de tamanho lapili (diâmetro entre 2 e 64mm) com mineralogia baseada em plagioclásio e piroxênio (LOPES et al., 2018).

Tabela 1 - Litologia, textura e descrição mineralógica das rochas vulcanogênicas presentes nas Minas do Seival.

LITOLOGIA	TEXTURA	MINERALOGIA
Lava andesítica amigdalóide de fluxo	Traquítica com micrólitos de plagioclásios orientados.	Micrólitos de plagioclásio, piroxênio e quartzo. Amigdalas preenchidas principalmente por clorita-calcita, clorita-esmectita-calcita ou clorita-quartzo.
Lava andesítica porfirítica de fluxo	Traquítica com matriz grossa a fina rica em micrólitos de piroxênio e plagioclásio	Fenocristais de plagioclásio e piroxênio em uma matriz a base de micrólitos de plagioclásio.
Lapili tufo	Tufo grosso (0,05 a 0,12 mm) composto por cristaloclastos de plagioclásio, quartzo, matriz vítrea microcristalina e material opaco. Piroclastos possuem formas diversas, desde arredondadas a angulosas, geralmente com bordas curvilíneas.	Matriz rica em plagioclásio ou plagioclásio e piroxênio; Piroclastos com diversas composições (lava andesítica porfirítica e amigdaloidal de fluxo, lava andesítica de fluxo avermelhado e rochas piroclásticas).
Aglomerado vulcânico	Matriz afanítica com piroclastos arredondados.	Matriz porosa; piroclastos de composição vulcânica, principalmente andesítica.
Dique de andesito	Traquítica marcada pelos fenocristais de plagioclásio	Plagioclásio, $\pm$ K-feldspato, quartzo e piroxênio.
Dique de traquiandesito	Traquítica marcada pelos fenocristais de plagioclásio.	Plagioclásio, quartzo, biotita e piroxênio.

Fonte: Modificado de Lopes et al. (2018).

Os aglomerados vulcânicos são rochas piroclásticas grossas com fragmentos arredondados (>64mm) de material vulcânico. Nas Minas do Seival, os piroclastos apresentam composição vulcânica e ocorrem dispersos em matriz afanítica escura (LOPES et al., 2018).

Os diques de andesito e traquiandesito são corpos comumente tubulares de rocha ígnea vulcânica intrusiva, formados a partir de um magma intermediário e intermediário a levemente alcalino, respectivamente (MACDONALD & SCAILLET, 2006). O primeiro é composto predominantemente por andesitos com assembleia mineralógica representada por plagioclásio, feldspato, piroxênio e quartzo, enquanto o segundo é composto por andesito e traquito com assembleia semelhante, porém com biotita e ausência de feldspato (LOPES et al., 2018).

4.3 Geologia Estrutural

A Bacia do Camaquã foi gerada durante o estágio pós-colisional da orogenia Dom Feliciano (610–540 Ma) (PAIM et al., 2000; JANIKIAN et al., 2012; PHILIPP et al., 2016a). A estruturação tectônica dessa orogenia condicionou o magmatismo e consequente sedimentação de direção NE-SW (FERNANDES et al., 1995a; CHEMALE JÚNIOR, 2000; SAALMANN et al., 2011; PHILIPP et al., 2016a; HUECK et al., 2018). A bacia é subdividida em três sub-bacias, segregadas por altos do embasamento, originadas devido aos diferentes eventos tectônicos de subsidência (JANIKIAN et al., 2012).

Segundo Paim et al. (2000) quatro eventos tectônicos principais estruturaram a bacia com as configurações atuais, resultadas a partir da ativação de zonas de cisalhamento dúcteis a rúpteis-dúcteis de direção N40-60E e mergulho vertical a subvertical, que caracterizam o contato entre as unidades do Cinturão Dom Feliciano (PICADA, 1971; ALMEIDA et al., 2012b; JANIKIAN et al., 2012). Essas falhas transcorrentes regionais sinistrais delimitam os ciclos de deposição da bacia e foram determinantes para o controle do magmatismo vulcanogênico por possibilitarem sua ascensão e para a colocação do magmatismo granítico pós-colisional (PHILIPP et al., 2016a).

Os blocos estruturais da Bacia do Camaquã são comumente delimitados por falhas de alto ângulo cuja direção predominante é próxima à NE, com ocasionais variações (ALMEIDA, 2005, ALMEIDA et al., 2009). Posteriormente, ocorreram deformações predominantemente rúpteis com falhas transcorrentes e normais, além de dobras de arrasto. As falhas inversas ocorrem localmente, resultantes de esforços horizontais ocasionadores das falhas transcorrentes (ALMEIDA, 2005), principalmente nos Grupos Maricá e Bom Jardim, que também contam com a presença de dobras suaves e abertas (PAIM et al., 2000).

Ocorrem diferentes conjuntos estruturais rúpteis no contexto regional. O Sistema de Falhas Irapuá equivale às falhas com direção NNE, encarregado de justapor as sucessões da bacia com o embasamento e dos limites tectônicos entre as unidades da bacia (ALMEIDA, 2005). O Sistema de Falhas Cerro da Vigia possui direção preferencial de WNW-ESE com falhas abruptas que marcam forte deformação e não dispõe o caráter de justapor as unidades da bacia, como no sistema supracitado (ALMEIDA, 2005, ALMEIDA et al., 2009).

Nas unidades estratigráficas inferiores da bacia ocorrem mais falhas do ponto de vista de distribuição espacial, tanto no cenário dos limites de blocos em mapa como em afloramentos (ALMEIDA, 2005). Possivelmente, isso é causado no início do ciclo Brasileiro, quando as movimentações transcorrentes em estruturas NE correspondem à fase de formação dos

depósitos vulcanossedimentares dos Grupos Maricá, Bom Jardim e Cerro do Bugio (MENEGAT & FERNANDES, 2001). A colocação de bacias confere a fase subsequente em que foram depositadas as unidades Santa Bárbara e Guaritas com contexto estrutural baseado em reativações extensionais das estruturas NE (MENEGAT & FERNANDES, 2001).

As falhas Cabritos-Perau e Segredo, de atitudes N50E/80-88SE e N20E/80-88NW, respectivamente, delimitam as rochas vulcanogênicas intermediárias da Formação Hilário (LOPES et al., 2018). As rochas vulcanossedimentares dessa mesma formação possuem direção média de N20E/15SE e a estratificação dos lapili tufos tem atitude N70E/30NW. Em locais próximos aos granitos, as medidas passam a ser verticais ou subverticais com direções em 40% NE-SW e 60% NW-SE (LOPES et al., 2018).

Precisamente na região das Minas do Seival foram desenvolvidos trabalhos com foco em análise estrutural, petrografia e aplicação de métodos geoquímicos por Lopes et al., 2018. A partir disso, é notado um forte controle estrutural marcado por falhas e fraturas associadas às mineralizações. O contexto estrutural indica eventos característicos de tectônica rúptil com fraturas subverticais de direção predominantemente NE-SW e secundariamente NW-SE. Parte dessas fraturas são resultado de reativações das zonas de cisalhamento NE-SW devido aos eventos tectônicos que geraram campos tensionais que afetaram o Escudo Sul-Riograndense, enquanto as falhas de direção NW-SE são correlacionáveis ao Lineamento Ibaré (LOPES et al., 2018).

As falhas transcorrentes são as principais estruturas analisadas nas rochas vulcanogênicas da localidade, com atitude em 48% NE-SW/70-88NW e 48% NW-SE/70-88NE. Os 4% faltantes correspondem à minoria de falhas transcorrentes sub-horizontais com *slickenlines* de orientação E-W.

Um forte controle estrutural relacionado às mineralizações de cobre é perceptível na região e, comumente, as zonas de minério estão associadas a veios de quartzo ricos em sulfeto (MEXIAS et al., 2005). Na região das Minas do Seival, os sulfetos ocorrentes são calcopirita, bornita, calcocita e covelita (FONTANA et al., 2017), os quais integram os veios mineralizados com Cu de direção NE-SW e NNE-SSW, verticais a subverticais, com 0,1 a 1cm de espessura, textura maciça e morfologia reta a irregular (LOPES et al., 2018).

4.4 Modelo Hidrotermal Magmático

Os depósitos hidrotermais concentram minerais de interesse econômico em diferentes contextos geológicos a partir de processos complexos. Partem da premissa de uma percolação

de fluidos aquosos quentes que depositam uma massa de minerais baseada na solução original e parcialmente modificada com concentração de minerais específicos e de uma fonte de calor (SKINNER, 1997).

A percolação é possibilitada por estruturas geológicas que funcionam como um canal, como falhas, fraturas e rochas permeáveis. Estas são responsáveis por concentrar as soluções hidrotermais em um local de deposição. Usualmente, através de um ou mais condutos, ou ainda uma rede com pequenas fraturas, os fluidos são encaminhados a um local de descarga, local a ser formado o depósito mineral (PIRAJNO, 2009).

O fluido hidrotermal quente, comumente entre 50°C e 500°C, promove alterações ao lixiviar e precipitar minerais, decorrente de variações nas condições físico-químicas do meio. Cada rocha possui sua paragénese mineral original, no entanto, essas alterações desenvolvem uma nova assembleia mineral e mudança nas propriedades naturais rocha, a partir de sua composição inicial, propriedades e quantidade de fluido percolante (ROOB, 2005).

As zonas de alteração hidrotermal correspondem às zonas em que as rochas foram alteradas com precipitados que formam minérios associados espacial e geneticamente (BIONDI, 2003). Para isso, decorrem trocas de componentes químicos entre os fluidos e rochas encaixantes, chamados de processos metassomáticos. Em especial, o metassomatismo alcalino e H^+ são destacados em sistemas hidrotermais em rochas ígneas (PIRAJNO, 2009).

A natureza das rochas encaixantes, composição dos fluidos, atividade, concentração e potencial químico da composição fluida são fatores que controlam os processos de alteração. Dentre os componentes químicos mais relevantes nesses sistemas, são destacados íons e moléculas dissolvidas, como H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ e S_2 , cuja atuação influencia diretamente as reações de alteração mineral. Para sistemas epitermais, fatores como temperatura, porosidade e composição do fluido são ainda mais importantes que a composição da rocha encaixante (PIRAJNO, 2009).

As principais alterações hidrotermais relativas a depósitos magmáticos hidrotermais serão descritas a seguir:

a. Alteração propilítica, filítica e argílica

A alteração propilítica corresponde a forma mais comum de alteração da rocha, visto que é indistinguível da assembleia mineral formada no metamorfismo em fácies xisto verde, ocorrente entre temperaturas baixas a moderadas (ROOB, 2005). Ocorre tipicamente como o halo mais externo em sistemas hidrotermais, caracterizada pela presença de clorita, epidoto,

carbonatos e pirita (GUILBERT & PARK, 1986), associada à circulação de fluidos hidrotermais relativamente neutros a levemente ácidos (MEYERS & BEANE, 1982).

A alteração argílica resulta da interação entre fluidos ácidos e a rocha encaixante. Com isso, os feldspatos se alteram para argilominerais como caulinita, illita e sericita (WHITE & HEDENQUIST, 1995). Pode ser subdividida em alteração argílica avançada e intermediária. A primeira diz respeito à ocorrência em condições de pH ácido, típica de depósitos epitermais de alta sulfetação (SILLITOE, 2010). A intermediária também ocorre em condições ácidas, porém com paragênese diferente marcada por sericita, illita e quartzo, comumente em depósitos epitermais e do tipo pórfiro, com possibilidade de associação a zonas de silicificação (LOWENSTERN, 1998). De maneira geral, o intenso metassomatismo promovido por lixiviação ácida ocorre em temperaturas entre 100°C e 300°C, com enriquecimento de sílica (PIRAJNO, 1992).

b. Silicificação

Na silicificação ocorre a formação de quartzo ou minerais amorfos silicosos através de processos hidrotermais por percolação de fluidos ou como sílica residual após a lixiviação das bases (PIRAJNO, 1992, ROOB, 2005). Os principais processos envolvidos nessa alteração hidrotermal são precipitação e redistribuição de sílica (PIRAJNO, 2009). A maior parte das fraturas por onde os fluidos hidrotermais circulam está, pelo menos parcialmente, preenchida por quartzo na forma de veios. Por essa razão, essas fraturas constituem os principais indicadores do fluxo dos fluidos hidrotermais (ROOB, 2005).

Os veios de quartzo ocorrem predominantemente em rochas de baixo grau, dentro ou acima da zona de transição entre o regime de tensão crustal rúptil e dúctil, formados sob condições de pressão entre 2 e 3Kbar e temperatura entre 200°C e 350°C (PIRAJNO, 2009).

c. Brechação

Em torno de 140°C ocorre precipitação de sílica amorfa em condições de supersaturação. Erupções hidrotermais podem ser ocasionadas por barreiras impermeáveis, desenvolvidas a partir da adição ou redistribuição de sílica junto à calcita e feldspato a partir da percolação de fluido hidrotermal em descontinuidades como fraturas (SILLITOE, 2002).

No contexto de depósitos do tipo pórfiro ou epitermal, a colocação de fluido próximo à superfície possibilita os mecanismos de brechação (PIRAJNO, 2009).

Das hipóteses genéticas possíveis para o contexto geológico das Minas do Seival, os modelos que aparentam maiores similaridades são de cobre pórfiro e epitermal. Fontana et al.

(2017) relacionam os modelos supracitados, com a denominação de um modelo pórfiro-epitermal.

4.4.1 Cobre pórfiro

Os depósitos minerais do tipo pórfiro ocorrem a partir de processos hidrotermais associados à colocação de plútons (LAUX & LINDENMAYER, 2000), normalmente de alta tonelagem e baixo teor. As porções apicais da intrusão estão altamente relacionadas espacial e geneticamente ao depósito, por possuírem minérios disseminados e dispersos em fraturas e fissuras (BIONDI, 2003). O ambiente geológico propício à formação desse tipo de depósito é subvulcânico, plutônico ou vulcânico, relacionados a zonas de subducção, como arcos de ilhas ou margem continental ativa.

Nesse contexto ocorrem halos de alteração hidrotermal, propiciados pelo fraturamento das encaixantes e consequente percolação dos fluidos quentes. A alteração potássica corresponde ao halo mais central e profundo, seguido externamente pela alteração filítica e, situada a uma maior distância do centro térmico, ocorre a alteração propilítica (BIONDI, 2003, LAUX & LINDENMAYER, 2000).

Esse modelo contempla muitos casos de mineralização de Cu por processos hidrotermais. No entanto, a presença de um corpo intrusivo é relativamente distante das Minas do Seival a ponto de exercer tamanha influência e funcionar como modelo genético. Ademais, algumas alterações hidrotermais não foram reconhecidas na área, como a potássica e filítica.

4.4.2 Modelo Epitermal

Os depósitos epitermais são formados em temperaturas mais baixas ($\leq 300\text{ }^{\circ}\text{C}$) (HEINRICH, 2005) em ambientes próximos a superfície, a partir da circulação de fluidos hidrotermais em sistemas com profundidade de até 1,5 km, predominantemente na forma de veios mineralizados ou disseminações (BIONDI, 2003). Esses depósitos são comumente enriquecidos em Au, Ag e Cu, presentes como elementos nativos ou dentro de sulfetos e outros minerais (RICHARDS, 2013).

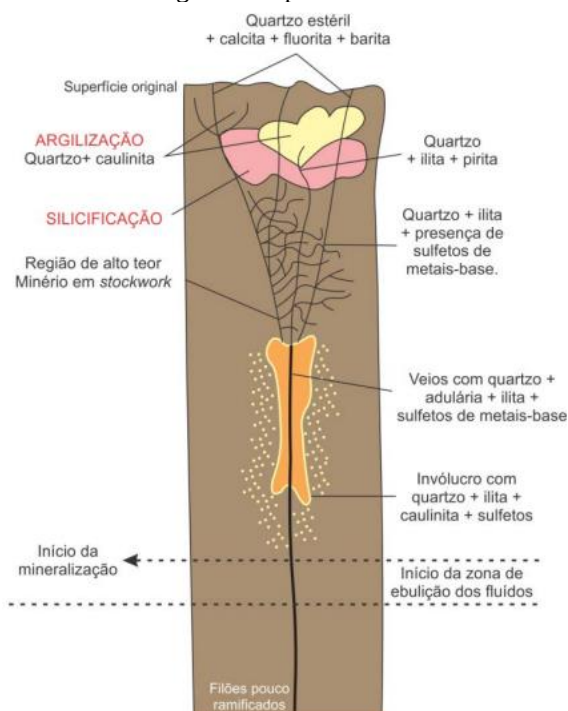
O ambiente geológico propício à formação desse tipo de depósito é vulcânico continental ou magmático. A atividade tectônica, intrusão de diques e erupções vulcânicas promovem ciclos esporádicos de abertura e preenchimento de veios, com posterior preenchimento mineral, fator que propicia a formação da mineralização. Nesse contexto, a

gênese do depósito epitermal é dada pelas variações estruturais em escala crustal em que os sistemas geotérmicos propiciam a ascensão de fluidos quentes (ROWLAND & SIMMONS, 2012).

Nos depósitos epitermais, as alterações seguem padrões mais irregulares, influenciados por estruturas como falhas e brechas. A organização clássica em halos concêntricos pode não ser tão bem definida, mas algumas zonas típicas são estabelecidas (SILLITOE, 2003; WHITE & HEDENQUIST, 1995).

A partir da composição mineralógica e alteração hidrotermal ocorrente, os depósitos epitermais podem ser subdivididos em dois tipos: de alta ou baixa sulfetação (Figura 10) (BIONDI, 2003).

Figura 10 - Esquema de modelo genético epitermal de alta e baixa sulfetação.



Fonte: Modificado de Cortês et al. (2019) e BIONDI (2003).

Os depósitos epitermais de alta sulfetação ocorrem inseridos no aparelho vulcânico ou próximos, onde os fluidos de baixo pH oxigenados derivam do magma com pouca ou nenhuma influência da água meteórica em sua composição (ROOB, 2005). A paragênese mineral somada às alterações hidrotermais e a presença de mineralização de Cu associam esse tipo de depósito aos apicais disseminados do tipo pórfiro (BIONDI, 2003). Alguns minerais típicos desse cenário são argilominerais, enargita, calcopirita, covelita, ouro livre e teluretos (BIONDI, 2003).

Os depósitos epitermais de baixa sulfetação possuem fluidos altamente influenciados por água meteórica, frequentemente combinados com fluidos magmáticos. O ambiente geológico propício à sua ocorrência é afastado do foco vulcânico, com percolação de fluidos neutros a alcalinos (ROOB, 2005). São depósitos do tipo filoniano ou venular com encaixantes argilizadas e minerais de ganga representados por quartzo, calcita, calcedônia e sericita (BIONDI, 2003).

4.4.3 Considerações acerca do modelo genético

A discussão acerca do modelo genético que abrange o contexto geológico das Minas do Seival é dúbia. O trabalho realizado na região por Fontana et al. (2017) enquadra um modelo correlacionado a fim de alcançar uma maior precisão, denominado depósito pórfiro-epitermal.

Nesse contexto, estão relacionadas intrusões ígneas e sistemas vulcânicos em profundidade rasa (<3km). Os ambientes geológicos que propiciam essa ocorrência são principalmente arcos magmáticos associados a zonas de subducção. De forma subordinada, uma pequena fração desses depósitos conhecidos ocorrem em sistemas pós-colisionais, exemplificado pelas faixas móveis do Neoproterozoico e o magmatismo no Sul do Brasil (FONTANA et al., 2017).

Os ambientes pós-colisionais decorrem do amalgamento continental e consequente desenvolvimento de supercontinentes. Dessa forma, a orogênese abrange diversos terrenos, como antigas zonas de subducção e seus correspondentes sistemas magmáticos superficiais do tipo pórfiro-epitermal (FONTANA et al., 2017).

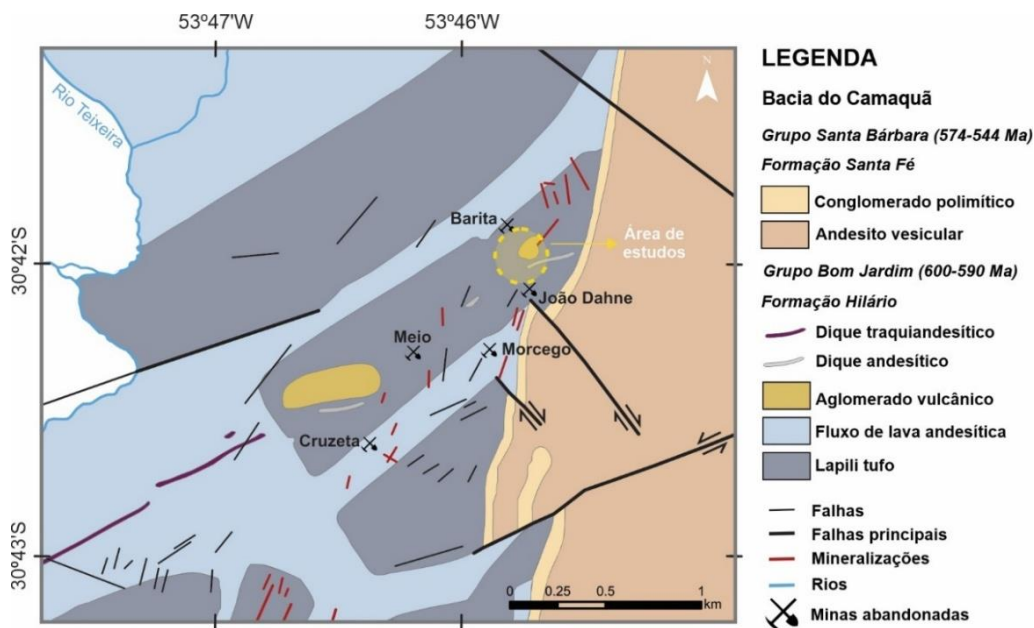
Usualmente, depósitos do tipo pórfiro geram depósitos de Cu + Mo + Au, enquanto depósitos epitermais concentram Au e Ag. Segundo Fontana et al. (2017), os teores desses elementos e a ocorrência nesses ambientes não necessariamente seguem uma regra que os limitam a um modelo conceitual fixo. A complexidade dos processos que advém de sistemas magmáticos é capaz de ocasionar a junção de sistemas hidrotermais. Além disso, os meios de enriquecimento resultam na superposição de assembleias minerais, o que cria condições favoráveis para precipitação de metais específicos.

Baseado na premissa de que combinações de processos responsáveis pela geração de depósitos minerais tem a capacidade de resultar na formação de depósitos excepcionalmente grandes (JAIRETH & HUSTON, 2010; RICHARDS, 2013), Fontana et al. (2017) argumenta que essa relação é aplicável para todos os tipos de depósitos minerais.

5 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

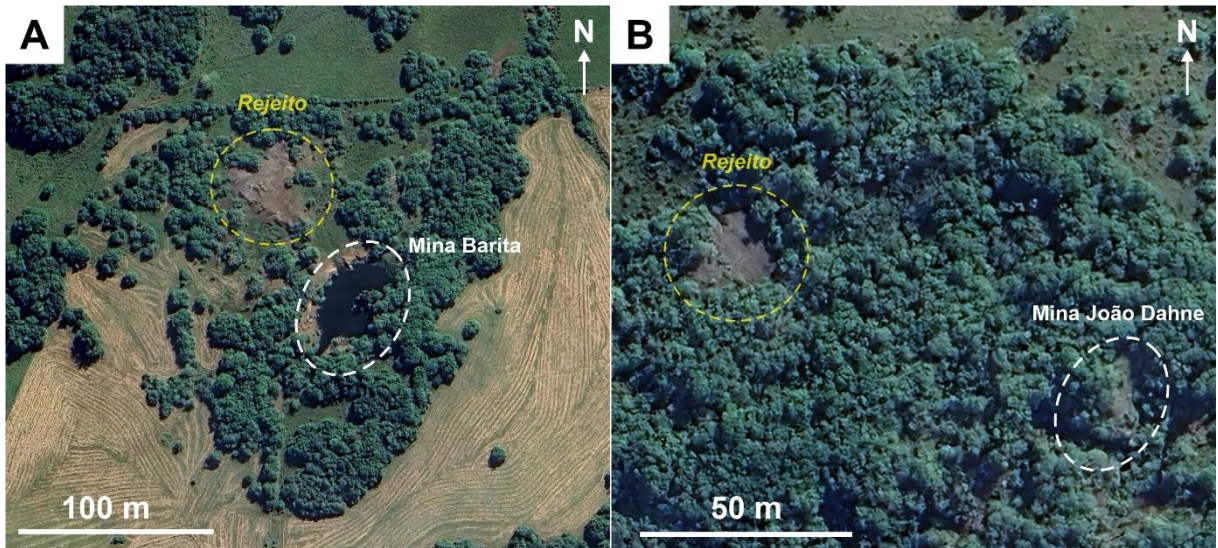
A área de estudos está localizada nas Minas do Seival, mais precisamente entre as minas Barita e João Dahne (Figura 11), cerca de 33 km e 16 km da área urbana de Caçapava do Sul e Lavras do Sul, respectivamente, no estado do Rio Grande do Sul (RS). A figura 12 ilustra as minas em planta, localizadas nas seguintes coordenadas: 1) Mina Barita: 30°41'52" S e 53°46'12" W; 2) Mina João Dahne: 30°42'11" S e 53°46'19" W.

Figura 11 - Mapa geológico da área de estudo.



Fonte: Modificado de Lopes et al. (2018).

Figura 12 - Ilustração das minas em planta, localizadas nas seguintes coordenadas: A. Mina Barita: 30°41'52" S e 53°46'12" W; B. Mina João Dahne: 30°42'11" S e 53°46'19" W.



Fonte: Retirado de Google Earth, 2024.

O contexto geológico da região é caracterizado pela presença do Grupo Santa Bárbara (574 – 544Ma), com a Formação Santa Fé e pelo Grupo Bom Jardim (600 – 590Ma), com a Formação Hilário, que aloja as Minas do Seival.

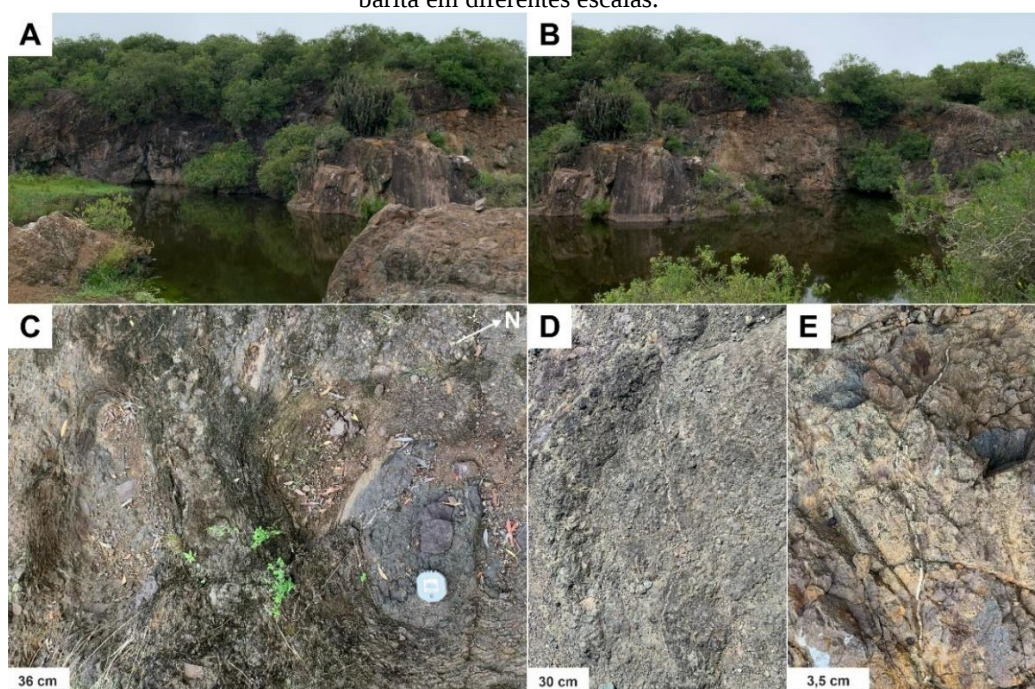
5.1 Formação Hilário

A área de estudos não possui rochas aflorantes, fator fundamental para o escopo do presente trabalho. Consequentemente, a etapa de reconhecimento geológico foi realizada na região mais próxima com afloramentos acessíveis, a Mina Barita (Figura 13A e B). Já na Mina João Dahne, a densa vegetação e as dificuldades de acesso impediram a realização do reconhecimento.

Segundo Lopes et al. (2018), as duas litologias aflorantes na Mina Barita são lapili tufos e aglomerados vulcânicos. No entanto, nesse trabalho foi reconhecida somente a primeira litologia (Figura 13C).

Os lapili tufos são rochas piroclásticas de coloração acinzentada com fragmentos vulcânicos de tamanho lapili (diâmetro entre 2 e 64mm). A matriz é fina e os piroclastos têm composição variada, comumente de lavas andesíticas de fluxo, com formas angulosas a arredondadas. A assembleia mineralógica é composta basicamente por plagioclásio e piroxênio e ocorrem muitos veios de barita (ganga) na cava da mina (Figura 13D e E).

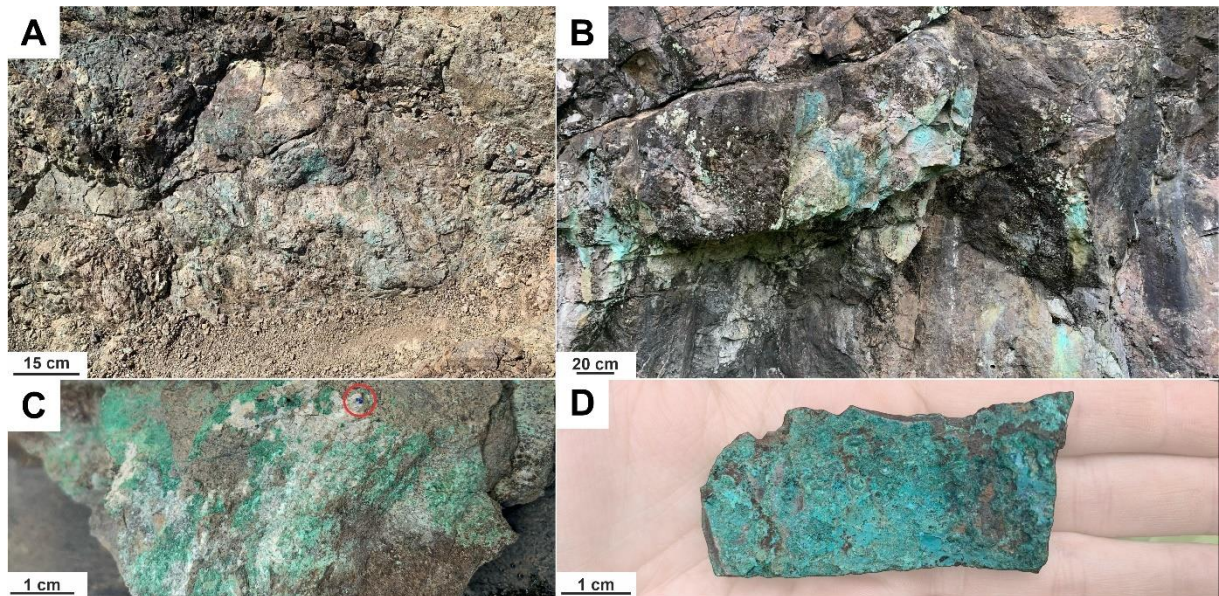
Figura 13 - A, B: Visão geral da Mina Barita; C. Afloramento em estrada próximo à Mina Barita; D, E: Veios de barita em diferentes escalas.



Fonte: autoria própria (2024).

Foram observados diversos pontos com indícios de mineralização, marcados por malaquita e azurita disseminados pelos lapili tufos (Figura 14). Esses minerais são carbonatos de cobre secundários comumente formados por oxidação ou intemperismo que advém de minerais primários como sulfetos de cobre (calcopirita e bornita).

Figura 14 - Indícios de mineralização de cobre em lapili tufos da Mina Barita em diferentes escalas. A e B: Afloramentos com malaquita dispersa; C: Fragmento de rocha com pontual ocorrência de azurita destacada em vermelho; D: Fragmento de rocha impregnado com alta concentração de malaquita.



Fonte: autoria própria (2024).

6 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

6.1 Generalidades

Os métodos tradicionalmente mais empregados para o reconhecimento de depósitos minerais incluem a prospecção geoquímica e o mapeamento geológico de superfície, os quais, ao longo dos anos, demonstraram elevada eficiência na identificação de anomalias e feições geológicas associadas a ambientes favoráveis à mineralização. No entanto, a maior parte dos depósitos superficiais já foi identificada, o que torna cada vez mais rara a descoberta de jazimentos de alta tonelagem. Ademais, as novas ocorrências minerais tendem a ser localizadas em regiões progressivamente mais distantes dos centros urbanos, fator que eleva significativamente os custos operacionais e, em muitos casos, inviabiliza a exploração devido aos desafios logísticos.

Em virtude disso, as projeções atuais e futuras implicam na necessidade da busca por depósitos minerais profundos, isto é, em condições não susceptíveis à ação do intemperismo, onde a prospecção geoquímica convencional é hoje ineficiente. Embora os métodos diretos sejam essenciais para comprovação de ocorrências minerais, uma vez que retratam a realidade sustentados por controle e garantia de qualidade (QA/QC), sua aplicação nas etapas iniciais de uma pesquisa mineral pode ser considerada inapropriada, visto seu elevado custo e tempo demandado. Ademais, um fator agravante é o desperdício de furos e testemunhos de sondagem que são perdidos por atravessar estéréis.

Nesse contexto, é interessante aplicar métodos indiretos de custo reduzido e rápidos, se comparado a métodos diretos, que sejam capazes de delimitar alvos de interesse para posteriores perfurações e amostragens comprobatórias de quantificação analítica. Para isso, a geofísica é recomendada e vantajosa, uma vez que permite a aquisição de dados independentemente de exposições rochosas, abrange o levantamento em vastos territórios, fornece parâmetros físicos quantitativos e possibilita delinear características subsuperficiais que não seriam determinadas através de qualquer programa de perfuração realista (KEAREY et al., 2002). A aplicação da geofísica para a definição e priorização de alvos exploratórios tem sido amplamente documentada na literatura, conforme demonstrado por Moreira et al. (2016), Sidiq, Yatini e Fajrin (2021), Silva et al. (2022), Yang et al. (2023) e Echague et al. (2024).

A ciência é fundamentada no uso de princípios físicos para investigar a Terra por meio de medições realizadas na superfície, cujas variações refletem a distribuição interna das propriedades físicas do planeta (KEAREY et al., 2002). Compreende um conjunto de métodos indiretos e não invasivos, aplicáveis em diferentes contextos e escalas, a fim de adquirir

informações da subsuperfície em diversas profundidades e resoluções. Os métodos são abrangentes e empregados em múltiplas áreas, como petróleo, geologia ambiental, hidrogeologia, geotecnia, pesquisa mineral, dentre outras.

Dentre os métodos geofísicos aplicados à prospecção mineral de detalhe, são destacados os geoeletricos e a magnetometria. Os métodos geoeletricos, como Eletorresistividade (ER) e Polarização Induzida (IP), permitem contrastar propriedades elétricas de diferentes rochas, a partir de informações sobre resistividade e cargabilidade em profundidade. A magnetometria, por sua vez, mede variações do campo magnético terrestre causadas por minerais magnéticos, o que possibilita identificar anomalias e mapear estruturas favoráveis à mineralização. Ambos os métodos são amplamente empregados na exploração mineral, com destaque para depósitos sulfetados e alvos não aflorantes.

Neste capítulo serão apresentados os conceitos básicos teóricos dos métodos utilizados no trabalho, como sensoriamento remoto, métodos geoeletricos e magnetométrico.

6.2 Sensoriamento Remoto

No setor de exploração mineral o sensoriamento remoto apresenta diversas aplicações, desde a etapa de pesquisa mineral até as operações de mina. Os sensores remotos são variados devido aos avanços tecnológicos vigentes, a incluir plataformas orbitais, aeronaves tripuladas ou remotamente pilotadas, que propiciam grande avanço no setor.

O setor mineral vivencia a presente realidade da busca por depósitos minerais mais profundos em terrenos complexos, visto à escassez de depósitos mais acessíveis superficiais, os quais já foram encontrados e explorados (RAJESH, 2004). Essa tendência implica no uso de ferramentas de sensoriamento remoto, que trazem diversas vantagens, como redução em investimentos iniciais e otimização de tempo por pontuar mais precisamente as localidades prioritárias para ocorrências minerais, baseados em diversos parâmetros pré-estabelecidos. Diferentes estudos como Vincent (1997), Gupta (2003) e Prost (2014), abordam os benefícios e limitações de ferramentas indiretas na exploração mineral.

Recentemente, tem sido notada a expansão da indústria de aeronaves controladas remotamente com sensores de imageamento embarcados, operados em grande parte do mundo, reflexo de avanços expressivos nessa tecnologia (JENSEN, 2009). No Brasil, a operação dessas aeronaves é regulamentada pela Agência Nacional de Aviação Civil (ANAC), que as classifica como Aeronaves Remotamente Pilotadas (RPA - *Remotely Piloted Aircraft*) quando

empregadas em atividades de caráter comercial, institucional ou com finalidade experimental (ANAC, 2017).

6.2.1 Fotogrametria digital

No âmbito do sensoriamento remoto, o uso de fotografias aéreas desempenha um papel fundamental na aquisição e interpretação de informações da superfície terrestre (LILLESAND et al., 2015). Segundo a Sociedade Internacional para Fotogrametria e Sensoriamento Remoto (ISPRS), a fotogrametria é definida em seu estatuto como “a ciência e tecnologia para extrair informações geométricas e temáticas tridimensionais confiáveis, muitas vezes ao longo do tempo, de objetos e cenas a partir de imagens e dados de distância” (ISPRS, 2016).

O fenômeno “estereoscopia” é o responsável por permitir a visão tridimensional de imagens superpostas minimamente em 50%, o que possibilita a reconstrução de uma cena tridimensional advinda de imagens bidimensionais (COELHO & BRITO, 2007). Para que isso ocorra de modo digital, é preciso que algumas informações sejam conhecidas, como as distâncias envolvidas, a distância focal e os parâmetros internos da câmera (COELHO & BRITO, 2007; LILLESAND et al., 2015; LINDER, 2016)

A fotogrametria digital compreende um conjunto de procedimentos e algoritmos que permitem extrair informações tridimensionais precisas a partir de fotografias digitais. A técnica abrange a captura, processamento e análise de imagens a fim de reconstruir modelos 3D e extrair dados métricos a partir de princípios da geometria, ótica e computação, inseridos na área da geomática e geociências aplicadas (KRAUS, 2007; LILLESAND et al., 2015). Baseada no processamento das fotografias, a técnica aufere uma boa área de cobertura (VIANA, 2021).

A aplicação de fotogrametria digital para o mapeamento estrutural de maciços rochosos envolve fotografar o terreno em diferentes pontos ou traçados a partir de um voo pré-definido para o RPA. As fotografias obtidas são importadas para *softwares* de processamento que geram uma nuvem de pontos através dos pixels da foto. A partir disso é obtido um modelo tridimensional com a disposição da nuvem supracitada, georreferenciado por medidas em sistema de GPS diferencial (DGPS).

Um modelo digital de elevação (MDE) é uma representação tridimensional da superfície terrestre. Possibilita analisar estruturas geológicas que podem estar associadas ao controle de corpos mineralizados, auxilia no planejamento de perfurações e estudos de viabilidade, ao permitir a identificação de áreas acessíveis e estrategicamente favoráveis. Além disso, pode ser integrado a outros conjuntos de dados, como aqueles provenientes de levantamentos geofísicos.

Essa abordagem integrada tem sido amplamente empregada em estudos que combinam modelos digitais de elevação com dados geofísicos e de sensoriamento remoto, o que evidencia sua aplicabilidade na investigação e na prospecção mineral (ALI et al., 2024; ABU MARAWAT et al., 2024).

A fotogrametria aérea realizada por RPAs é uma das técnicas para elaboração de um MDE, a iniciar pelo planejamento do voo, que pode ter uma rota pré-estabelecida ou manual, seguido pela aquisição de imagens por meio de uma câmera digital de alta resolução acoplada ao RPA, responsável pela captura de fotografias da superfície do terreno a partir de múltiplos ângulos de visada. Esse produto é georreferenciado com coordenadas precisas e, ao ser importado para o *software* (Agisoft no presente estudo), ocorre a reconstrução tridimensional da superfície e conseguinte geração do MDE, um modelo com informações detalhadas acerca da topografia.

6.3 Eletrorresistividade (ER)

O método da Eletrorresistividade (ER) é baseado na quantificação do parâmetro físico da resistividade elétrica (ρ) no meio geológico, o qual expressa a dificuldade exercida pelas partículas à passagem de corrente elétrica, em ohms. Cada material apresenta um valor intrínseco de resistividade e, ao integrar o meio geológico, condiciona a resposta obtida pelo método. A correlação entre os dados junto às interpretações subsequentes prevê a caracterização das condições da subsuperfície.

A determinação da resistividade ocorre por meio da injeção artificial de corrente elétrica no solo por intermédio de aterramento galvânico, o que induz uma diferença de potencial (ddp) e sua medição é registrada (KEAREY et al., 2002).

Para a adequada compreensão do funcionamento do método, é necessário o entendimento de alguns conceitos físicos fundamentais. A corrente elétrica é definida como o fluxo ordenado de cargas elétricas por meio de um condutor, resultante da aplicação de uma ddp . Matematicamente, é expressa pela Equação 1, onde i representa a corrente elétrica, tida pelo Sistema Universal em ampère, dq corresponde a variação de carga elétrica (em coulombs – C) e dt é o intervalo de tempo (em segundos) durante o qual a variação ocorre (HALLIDAY et al., 1993).

$$i = \frac{dq}{dt} \quad (\text{Equação 1})$$

A passagem de corrente elétrica por um material está diretamente relacionada às suas propriedades físicas intrínsecas. Quando uma corrente elétrica é aplicada, a *ddp* resultante varia proporcionalmente à tensão imposta, conforme expresso na Equação 2. Nessa relação, Ψ representa a constante de proporcionalidade, isto é, a condutância do material, cuja grandeza inversa é a resistência elétrica, tida em ohm (Ω) pelo Sistema Internacional.

$$\begin{aligned} i &\propto V \\ i &= \Psi V \end{aligned} \quad \text{(Equação 2)}$$

O método da Eletorresistividade é baseado em um circuito elétrico simples, no qual o meio subsuperficial apresenta o comportamento de um resistor. A figura 15A mostra um esquema onde há uma fonte elétrica conectada a um resistor por fios elétricos. Nesse contexto, o ambiente geológico teria sua resistência à passagem de corrente elétrica i pelo meio, o que geraria uma dissipação de energia passível de medição com um voltímetro conectado às extremidades do componente elétrico.

A 1ª Lei de Ohm baseia o método e estabelece que a intensidade da corrente elétrica que percorre um resistor é diretamente proporcional à tensão aplicada em seus terminais. A relação entre a resistência R de um corpo, a diferença de potencial *ddp* V (em volts, V) e a corrente elétrica I (em ampères, A) é expressa pela Equação 3 (HALLIDAY et al., 1993).

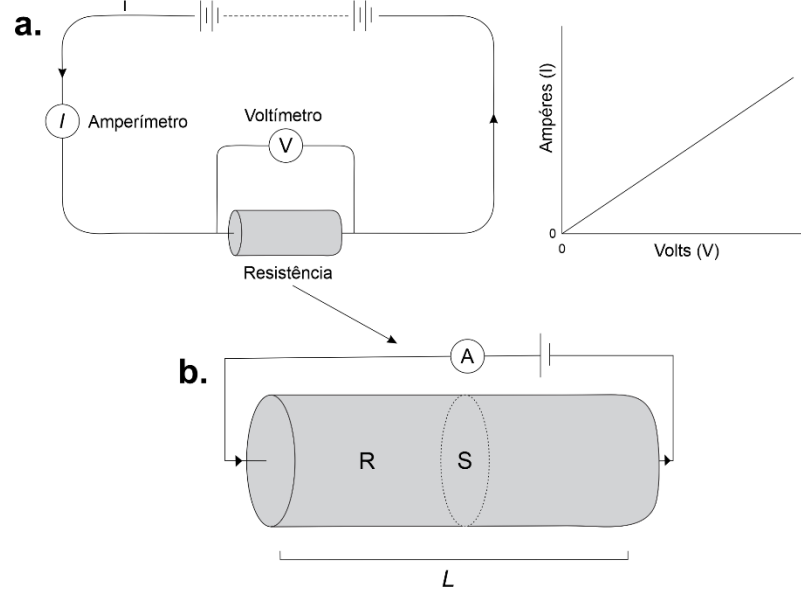
$$V = I R \text{ (V)} \quad \text{ou} \quad R = \frac{V}{I} \text{ (\Omega)} \quad \text{(Equação 3)}$$

Diante do exposto, a corrente elétrica (I) que passa por um material é diretamente proporcional à *ddp* (V) aplicada no meio e inversamente proporcional à resistência (R) do material. Um dispositivo condutor segue a 1ª Lei de Ohm quando sua resistência não depende da temperatura e nem do valor e da polaridade da *ddp* (HALLIDAY et al., 1993).

A figura 15B mostra o detalhamento do corpo cilíndrico homogêneo de comprimento L e área de seção transversal S que teve uma corrente elétrica aplicada e as cargas distribuídas de maneira uniforme. A 2ª Lei de Ohm mostra a relação entre a resistência R e resistividade ρ (Equação 4). A área S possui como unidade metros quadrados (m^2), L como metros (m) e R como ohms. Portanto, a unidade da resistividade elétrica ρ é ohms x metro ($\Omega.m$).

$$R = \rho \frac{L}{S} \text{ (\Omega)} \quad \text{ou} \quad \rho = R \frac{S}{L} \text{ (\Omega.m)} \quad \text{(Equação 4)}$$

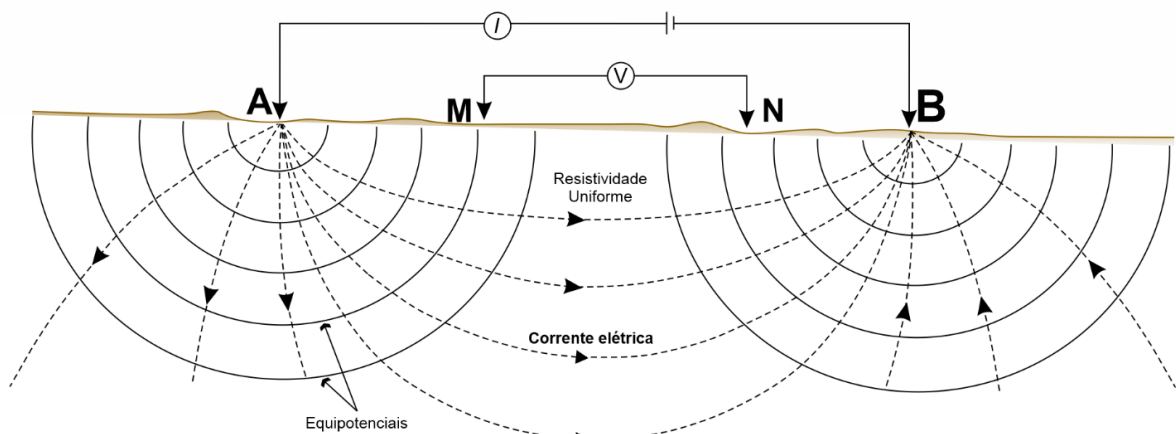
Figura 15 - A. Circuito elétrico simples com ddp (V) gerada pelo resistor ao ser aplicada uma corrente elétrica (I). B. Lei de Ohm representada pela introdução de corrente elétrica (A) em um cilindro de resistividade R , seção S e comprimento L .



Fonte: Modificado de Musset & Khan (2000).

Para compreender os mecanismos que viabilizam a medição da resistividade elétrica na subsuperfície, é fundamental, primeiramente, analisar o comportamento da corrente elétrica e a geometria de sua propagação nos materiais. A figura 16 exibe um modelo subsuperficial homogêneo e isotrópico com a corrente elétrica gerada pela ddp entre dois pontos. O potencial elétrico decresce radialmente à medida que se afasta da fonte pontual, de modo a formar superfícies equipotenciais semiesféricas concêntricas. As linhas de fluxo da carga elétrica são orientadas perpendicularmente a essas superfícies, direcionadas de maior para menor potencial elétrico (ROBINSON, 1988).

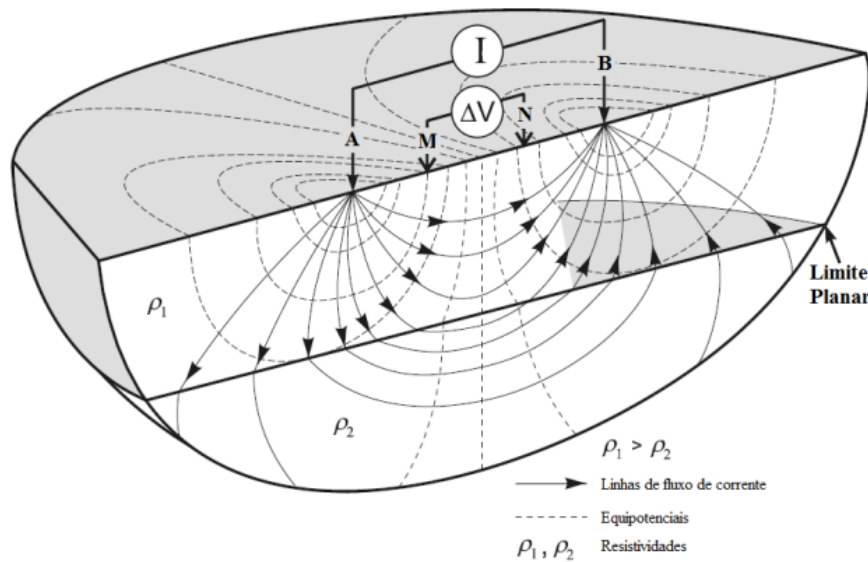
Figura 16 - Modelo de subsuperfície homogêneo e isotrópico visto em seção com a aplicação de corrente elétrica e distribuição das linhas equipotenciais.



Fonte: Modificado de Musset & Khan (2000).

Em aquisições verdadeiras, é comum o uso de um sistema com quatro eletrodos. Os eletrodos de potencial são utilizados para medição da ddp (M e N) enquanto os eletrodos de corrente propagam a corrente elétrica (A e B), dispostos na configuração AMNB (Figura 17). O modelo apresentado demonstra a mudança das linhas de fluxo de corrente assim que uma camada com resistividade diferente é alcançada, o que torna sua representação mais fiel à realidade heterogênea dos meios geológicos.

Figura 17 - Modelo de aquisição AMNB com eletrodos de corrente (A e B) e eletrodos de aquisição (M e N). Subsuperfície com linhas de fluxo de corrente equipotenciais em um meio geológico hipotético com camadas que apresentam resistividades elétricas diferentes.



Fonte: Modificado de Knödel et al (2007)

As Equações 5 e 6 exibem o cálculo do potencial elétrico para cada eletrodo de aquisição (M e N) em um meio geológico homogêneo e isotrópico.

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (\text{Equação 5})$$

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad (\text{Equação 6})$$

A Equação 7 representa a ddp entre os pontos com eletrodos M e N, por meio da subtração entre as equações supracitadas.

$$\Delta V_{MN} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (\text{Equação 7})$$

Ao efetuar rearranjos matemáticos, é possível determinar a resistividade do meio geológico por meio da Equação 8 (Musset & Khan, 2000). A letra **K** representa o coeficiente geométrico calculado com base na configuração espacial dos eletrodos referente ao arranjo adotado durante a aquisição dos dados (Equação 9).

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Equação 8})$$

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (\text{Equação 9})$$

A fundamentação teórica considera um meio geológico homogêneo e isotrópico, no qual as medições de resistividade representariam valores verdadeiros (TELFORD, 1990; LOWRIE 2007). No entanto, essas condições não refletem a grande maioria dos ambientes geológicos, marcados por heterogeneidade e anisotropia. Essas características resultam em contrastes de resistividade que podem gerar perturbações nas superfícies equipotenciais.

Portanto, o valor medido nas aquisições geofísicas não representa a distribuição real das resistividades no meio geológico, porém resultam da influência combinada das resistividades dos diversos componentes presentes na subsuperfície. O parâmetro obtido, condicionado pelas heterogeneidades intrínsecas do meio geológico, correspondem a uma média ponderada das resistividades de cada um dos materiais presentes entre as equipotenciais mensuradas (ROBINSON, 1988). A Equação 10 exhibe esse conjunto de interferências, denominado de resistividade aparente (ρ_a), em ohms x metro ($\Omega.m$).

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Equação 10})$$

Nos solos e rochas, a propagação da corrente elétrica ocorre por meio de mecanismos determinados pela condutividade elétrica σ , a qual é numericamente definida como o inverso da resistividade (HALLIDAY et al., 1993). A Equação 11 permite o cálculo da σ , onde **J** é a densidade de corrente (em A/m²) e **E** o campo elétrico (em V/m).

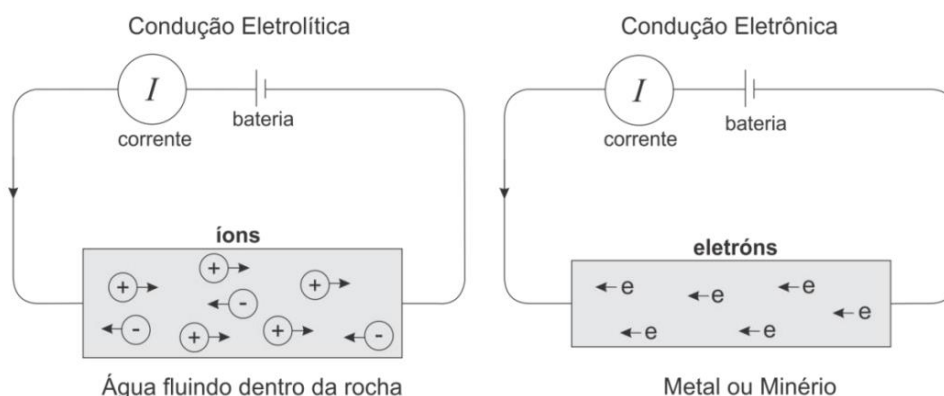
$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{1}{RA} = \frac{\left(\frac{i}{A}\right)}{\left(\frac{V}{L}\right)} = \frac{J}{E} \quad (\text{Equação 11})$$

6.3.1 Condução de corrente elétrica nos meios geológicos

A movimentação de partículas carregadas através dos materiais é o fenômeno conhecido como condução de corrente elétrica. Quanto maior a condutividade em substâncias, os elétrons mais externos se movem com maior facilidade devido à sua fraca ligação com os átomos (HALLIDAY et al., 1993). Os sulfetos metálicos são semelhantes a condutores por conta dos elétrons disponíveis para condução eletrônica com energia de ativação muito baixa (TELFORD, 1990, WARD, 1990), enquanto os silicatos atuam como isolantes pela característica de não apresentarem cargas que se movem livremente.

Os dois processos principais que determinam a resistividade elétrica em solos e rochas são a condução eletrolítica (ou iônica) e a condução eletrônica (Figura 18).

Figura 18 - Condução eletrolítica e eletrônica em rochas e metais.



Fonte: Musset & Khan (2000).

A condução eletrolítica ou iônica ocorre através do deslocamento de íons dissolvidos nas águas presentes nos poros, sedimentos não consolidados ou fissuras das rochas. A maioria dos minerais que constituem a assembleia mineralógica das rochas apresenta características isolantes e, por conseguinte, a corrente elétrica é transmitida principalmente pelo movimento iônico nas águas dos poros. Diante disso, as rochas conduzem eletricidade predominantemente por processos eletrolíticos, em contraste com os processos eletrônicos, que desempenham um papel secundário (KEAREY et al., 2002).

A condução eletrônica acontece pela movimentação de elétrons livres na matriz rochosa por meio de minerais metálicos com alta velocidade média, em razão da fraca ligação com os átomos nas ligações metálicas. Os movimentos caóticos e aleatórios dos elétrons geram colisões com os átomos fixos na estrutura do material e, ao aplicar um campo elétrico, as partículas carregadas adquirem uma velocidade média de deriva inferior àquela observada em seu estado

natural, em direção ao campo estabelecido. Assim, o movimento resultante é uma combinação entre as colisões aleatórias das partículas e o deslocamento induzido pelo campo elétrico.

A resistividade, portanto, é determinada pelo tempo médio livre entre as colisões das partículas carregadas. Caso o arranjo atômico viabilize colisões frequentes, a resistividade é alta e, quanto mais o arranjo do material reduzir a probabilidade de colisões entre os elétrons em movimento, menor será sua resistividade (LOWRIE, 2007). Além da forma de agregação dos minerais, o grau de impureza exerce uma influência significativa nas propriedades condutivas do material (HALLIDAY et al., 2009; LOWRIE, 2007).

Fatores como porosidade, permeabilidade, quantidade de água interporos e composição da rocha são capazes de distorcer o campo elétrico, fator que causa o contraste de resistividade no ambiente geológico. Minerais como quartzo e carbonatos precipitados diminuem a porosidade das rochas e conseqüentemente aumentam a resistividade da rocha (WARD, 1990).

A gênese de depósitos sulfetados, muitas vezes, está relacionada a processos hidrotermais. Nesse contexto, são geradas zonas de argilização e silicificação com estruturas geológicas como falhas e fraturas preenchidas por diferentes minerais. Isso possibilita um cenário complexo com grandes contrastes nos parâmetros físicos (WARD, 1990).

Os sulfetos são alguns dos minerais que apresentam alta condutividade de elétrons e, geralmente, conferem uma assinatura de resistividade baixa quando concentrados em quantidades consideráveis (MILSOM, 2006). Para isso ser detectado em um ensaio eletrorresistivo, é preciso que apareçam anomalias contrastantes, que podem ocorrer, por exemplo, quando um corpo eletricamente condutivo, como um depósito metálico, está inserido em rochas resistivas, como as silicáticas (LOWRIE, 2007).

6.4 Polarização Induzida (IP)

O método da Polarização Induzida (IP) é baseado no fenômeno de polarização elétrica em subsuperfície. O fundamento físico parte do princípio de que, quando uma corrente elétrica contínua é interrompida, a voltagem que os eletrodos de potencial medem não cessa no mesmo instante. A partir disso, é possível detectar uma polarização residual (ou induzida) de magnitude baixa por um determinado intervalo de tempo, na ordem de mV.

Com a presença de partículas condutoras, ocorre o armazenamento de energia química na interface entre o eletrólito e o metal condutor, em resposta à passagem da corrente elétrica. Dessa forma, a polarização do meio é gerada quando a corrente elétrica é propagada em subsuperfície e o excesso e falta de íons ocorrem em superfícies opostas dos grãos metálicos.

O método foi originalmente desenvolvido para a pesquisa de minerais metálicos, visto sua propriedade intrínseca de acumular carga em rochas de condutividade baixa. Além disso, sua eficácia está associada às diferenças de concentrações e mobilidade de íons nos fluidos que percolam poros (KNODEL et al., 2007).

Os sulfetos presentes em subsuperfície funcionam semelhantes à um conjunto de capacitores elétricos carregados pela transmissão de corrente elétrica. Quando cessada, o equipamento geofísico mede a descarga do potencial elétrico acumulado. Nesse contexto, a aplicação do método é altamente eficaz (LOWRIE, 2007).

6.4.1 Mecanismos de Polarização

A figura 19 representa o decaimento do potencial elétrico, cenário resultante do efeito da polarização assim que a corrente primária é interrompida. Nesse processo, inicialmente há uma queda abrupta seguida por uma tensão residual que decai lentamente por alguns segundos. Por outro lado, quando a corrente é restabelecida, o potencial aumenta instantaneamente em um primeiro momento, seguido por uma elevação progressiva gradual até o valor máximo do estado estacionário.

O fenômeno da polarização pode ser gerado por dois mecanismos: polarização eletrolítica e metálica, a depender da concentração de elementos condutores presentes no meio.

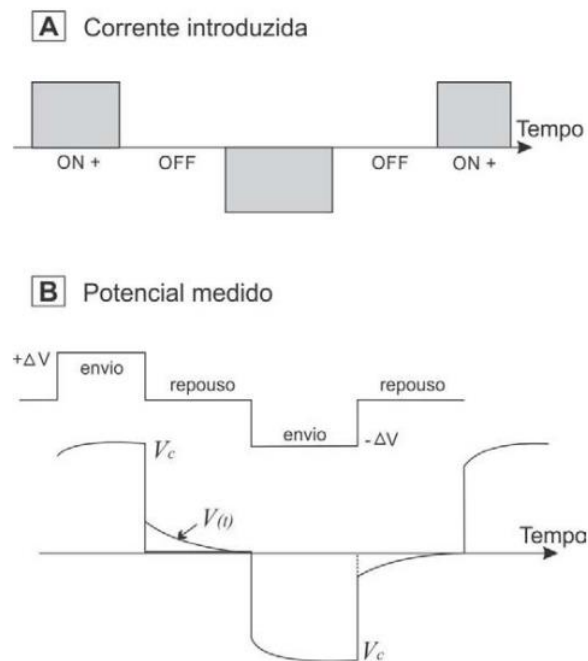
A polarização eletrolítica (Figura 20) ocorre em rochas que possuem concentrações de argilominerais disseminados na matriz, onde a passagem da corrente elétrica ocorre principalmente por fluxo eletrolítico do fluido presente nos poros. Esses minerais possuem a superfície externa carregada negativamente, suscetível à acumulação de cátions, propriedade que os torna polarizáveis a partir do fluxo de corrente elétrica. No caso da aplicação de corrente elétrica em subsuperfície, os íons são movidos em direções opostas e, quando cessada, os cátions retornam à posição original, de modo a gerar uma corrente residual (LOWRIE, 2007; KEAREY et al., 2012).

A polarização metálica, eletrônica ou de eletrodo (Figura 20) é um fenômeno que ocorre em metais ou minerais metálicos em que os elétrons conduzem a corrente elétrica (LOWRIE, 2007). A condução nas rochas ocorre através de íons que se deslocam no fluido interporo. Ao considerar um canal bloqueado por um grão, a condução elétrica dependerá da natureza desse grão. Se for isolante, a corrente não se propagará através dele. Por outro lado, se for condutor, os elétrons fluem livremente enquanto os cátions são impedidos de atravessar (MUSSET & KHAN, 2000). Dentro do canal os elétrons são atraídos para uma face do metal em direção aos

cátions em solução e repelidos pelos ânions em face oposta. Assim, a superfície do grão armazena carga elétrica, com funcionamento semelhante a um capacitor e a propriedade de armazenar um adicional de carga promove a sobretensão (*overvoltage*). Quando cessada a corrente, as cargas dissipam lentamente pelos poros a fim de restabelecer o equilíbrio natural e a *ddp* decai gradualmente, o que culmina no efeito IP (MUSSET & KHAN, 2000).

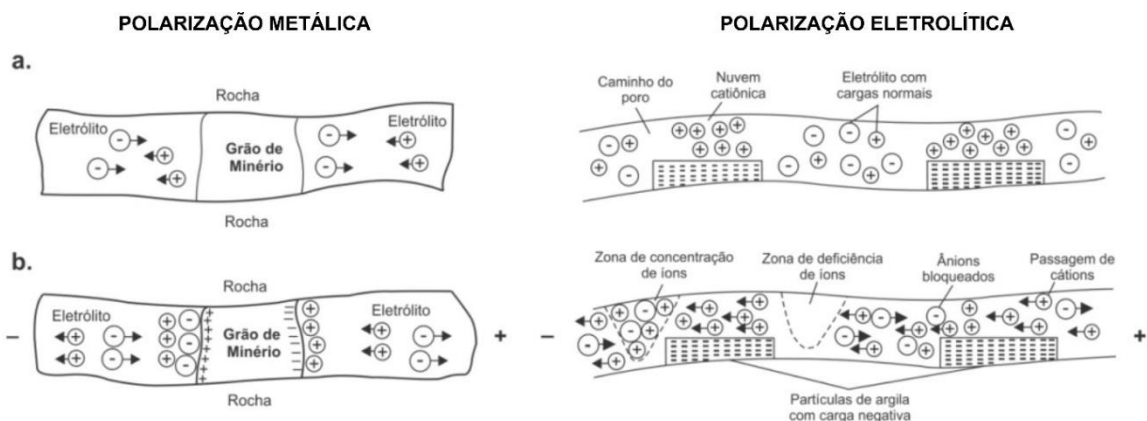
No presente trabalho, a polarização eletrônica é o mecanismo mais representativo, justificado pela presença de sulfetos metálicos e baixo conteúdo em argilominerais nas rochas.

Figura 19 - Funcionamento do decaimento do potencial com efeito da polarização induzida quando cessada a fonte de corrente primária.



Fonte: Lowrie (2007).

Figura 20 - Polarização metálica e eletrolítica. A. Comportamento prévio à aplicação de corrente elétrica. B. Comportamento pós injeção de corrente elétrica.



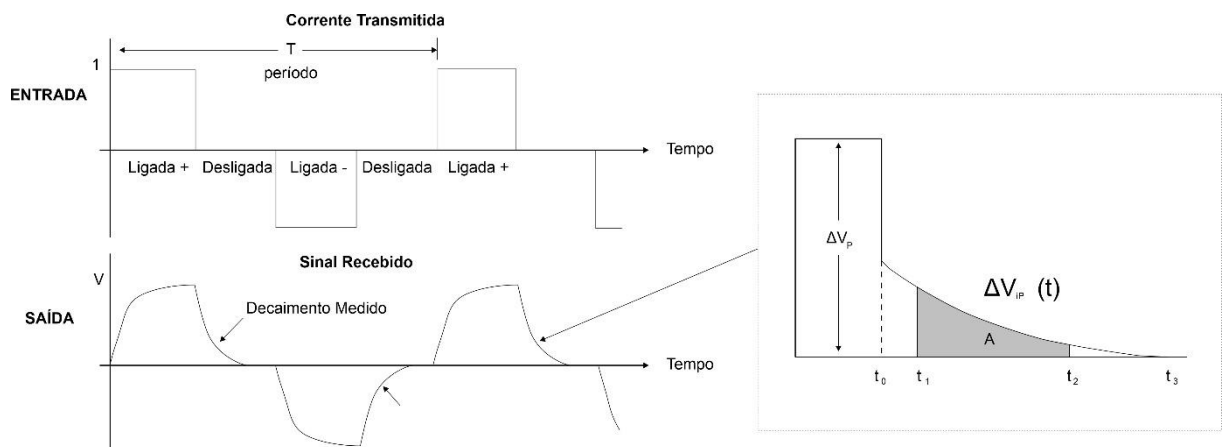
Fonte: Modificado de Telford et al. (1990) e Ward (1990).

6.4.2 Medição da Polarização

O parâmetro cargabilidade (**M**), utilizado para definir a intensidade da polarização, é obtido a partir da variação da *ddp* em função do tempo ou da frequência, denominadas IP - domínio tempo e IP – domínio frequência, respectivamente (KEAREY et al., 2002).

Neste trabalho, foi empregado o fenômeno IP – domínio do tempo, conforme ilustrado na Figura 21. Os eletrodos de corrente na superfície geram uma polarização primária V_p , a qual provoca uma *ddp* ΔV na subsuperfície e, conseqüentemente, sua polarização. Quando a corrente elétrica é interrompida, ΔV não se esgota, o que gera uma curva assintótica em zero e função do tempo: $\Delta V_{IP} = f(t)$. A amplitude dessa curva está relacionada a capacidade do material em si em ser ou não polarizável (KEAREY et al., 2002).

Figura 21 - IP – domínio tempo.



Fonte: Modificado de Ward (1990) e Kearey et al. (2002).

A razão entre a tensão máxima gerada pela corrente residual quando cessada e a tensão medida quando a corrente está ativa corresponde à *ddp* no domínio tempo. Assim, a cargabilidade pode ser expressa em mV/V, visto que a tensão de polarização é, em média, mil vezes inferior à tensão medida para a corrente contínua ou em tempo (milissegundos).

A cargabilidade (**M**) é calculada a partir da integral da série de intervalos em que são medidos os valores de *ddp* conforme a dissipação de cargas (Equação 12). Em outras palavras, o cálculo é estabelecido a partir da determinação da área **A** da curva de descarga definida por um intervalo de tempo (**t1 – t2**), normalizada pela *ddp* estacionária ΔV_p .

$$M = \frac{A}{\Delta V_p} = \frac{1}{\Delta V_p} \int_{t_1}^{t_2} v(t) dt \quad (\text{Equação 12})$$

Algumas premissas são seguidas a fim de impedir a interferência de outra fonte de energia, como a força eletromotriz – FEM, associada à bateria quando o circuito é desligado. Dado isso, é definido um tempo de atraso (*delay time*) para a medição das tensões nos tempos t_1 e t_2 , necessário para que a tensão da FEM seja mínima e a interferência mínima ou inexistente.

6.5 Técnicas e Arranjos geoeletricos

As técnicas de aquisição geofísica constituem a base prática para execução do levantamento em campo, empregadas com objetivo de analisar as variações nos parâmetros físicos dos materiais geológicos (KEAREY et al., 2002). Para trabalhos que envolvem resistividade e cargabilidade, são utilizados dois tipos de procedimentos usuais, a sondagem elétrica vertical (*vertical electrical sounding*) e tomografia elétrica ou imageamento elétrico (*electrical profiling*).

Neste trabalho foi empregada a técnica de tomografia elétrica, que envolve os parâmetros medidos na vertical e horizontal a fim de propiciar como resultado um modelo bidimensional (LOKE, 2000). Mapas e seções com as profundidades de investigação são os produtos mais comuns para esse procedimento.

A aquisição de dados de eletrorresistividade e polarização induzida são realizadas concomitantemente dada a similaridade dos mecanismos físicos envolvidos, através de um Resistivímetro. Para isso, é injetada corrente elétrica no solo por um par de eletrodos de corrente (A e B) para que a leitura da *ddp* seja registrada pelos eletrodos de potencial (M e N).

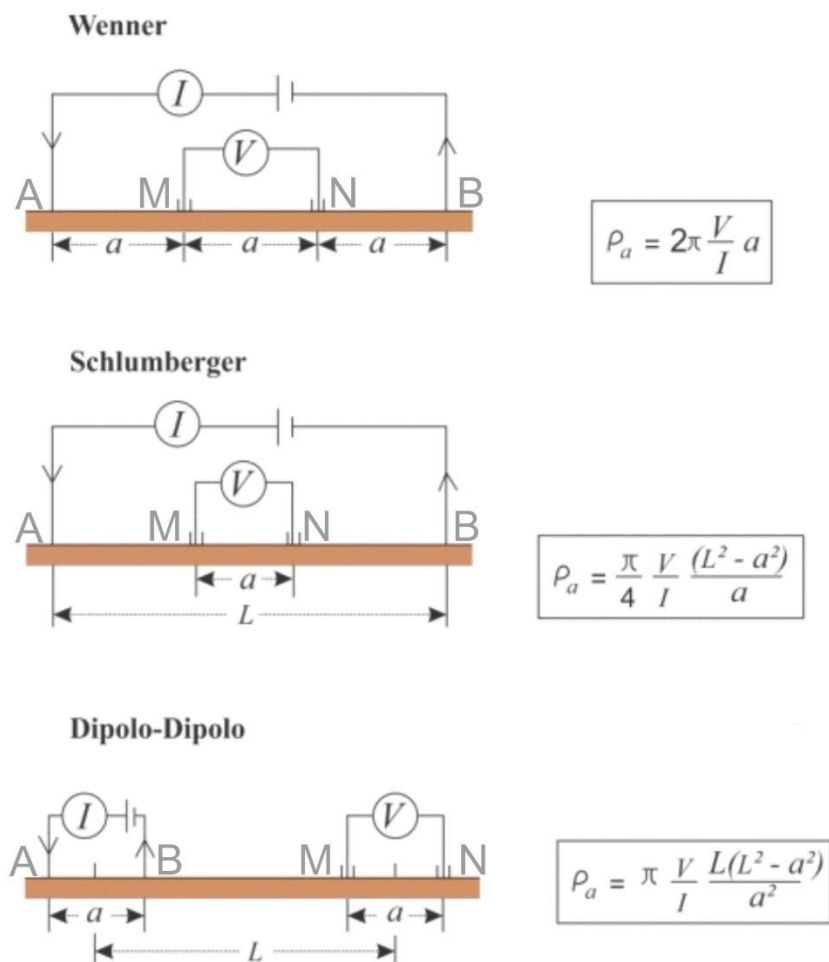
Os arranjos tradicionalmente utilizados no Brasil são Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo (Figura 22). Em todos os casos os quatro eletrodos são dispostos de forma colinear com preservação de uma relação geométrica e as configurações de espaçamentos variam para cada tipo. A escolha do arranjo influencia diretamente a resolução lateral e vertical, a profundidade de investigação e a sensibilidade a estruturas geológicas e hidrogeológicas, como demonstrado em estudos comparativos de tomografia elétrica que avaliam o desempenho desses arranjos (MOREIRA; LAPOLA; CARRARA, 2016).

No arranjo Wenner os eletrodos de corrente ocupam as extremidades, enquanto os de potencial são posicionados entre eles, dispostos de modo retilíneo na superfície. Neste caso, todos os eletrodos permanecem igualmente espaçados (KEAREY et al., 2002) e são deslocados juntos ao longo da linha de aquisição (TELFORD, 1990). Esse arranjo é caracterizado pela capacidade de investigação em profundidades moderadas, alta intensidade de sinal e maior

sensibilidade às variações verticais de resistividade em comparação às horizontais. Em função dessa última característica, a qualidade da aquisição pode ser comprometida com o aumento progressivo do espaçamento entre os eletrodos (LOKE, 2000).

No arranjo dipolo-dipolo o espaçamento entre os eletrodos de corrente e de potencial são mantidos fixos para cada linha de investigação. À medida que os eletrodos são afastados, a profundidade de investigação aumenta (MUSSET & KHAN, 2000). Esse arranjo proporciona boa resolução lateral, comumente indicado para o mapeamento de estruturas verticalizadas (WARD, 1990).

Figura 22 - Principais arranjos utilizados para os métodos geoeletricos e seus respectivos cálculos de resistividade elétrica aparente.



Fonte: Modificado de Lowrie (2007).

Neste trabalho foi utilizado o arranjo híbrido Wenner-Schlumberger, baseado na utilização de eletrodos igualmente espaçados baseado em uma distância **L** entre os eletrodos de corrente (A e B) e **a** entre os eletrodos de potencial (M e N) em que o ponto de atribuição do ensaio coincide com o centro geométrico do arranjo simétrico. A profundidade aumenta

conforme é aumentada a abertura L do sistema e preservado o espaçamento α entre os eletrodos de potencial, característica que tende a facilitar a aquisição devido à comodidade.

Como premissa, a relação de distanciamento dos eletrodos $MN \leq AB/5$ é sempre mantida e, portanto, a distância entre MN é ordinariamente menor (TELFORD, 1990). Portanto, os eletrodos de corrente são movimentados lateralmente sem a necessidade de mover os eletrodos de potencial.

Uma vez que são determinadas as relações apresentadas nas Equações 13 e 14, a Equação 15 exhibe o cálculo da resistividade aparente baseada no fator geométrico do arranjo, a partir da substituição nas fórmulas das equações supracitadas 8 e 9 (LOWRIE, 2007).

$$r_{AM} = \frac{(L - \alpha)}{2} \quad r_{AN} = r_{MB} \quad (\text{Equação 13})$$

$$r_{MB} = \frac{(L - \alpha)}{2} \quad r_{NB} = r_{AM} \quad (\text{Equação 14})$$

$$\rho_a = 2\pi \frac{\Delta V}{I} \left(\frac{2}{L-a} - \frac{2}{L+a} - \frac{2}{L+a} + \frac{2}{L-a} \right)^{-1} = \pi \frac{\Delta V}{4I} \left(\frac{L^2 - \alpha^2}{a} \right) \quad (\text{Equação 15})$$

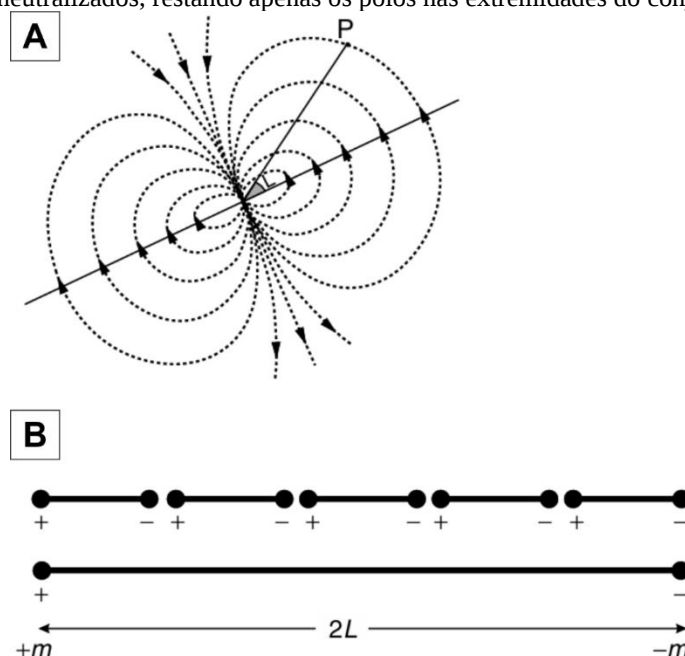
Como vantagens do arranjo híbrido Wenner-Schlumberger, são incluídas a movimentação reduzida de eletrodos, leituras menos afetadas por variações laterais visto a imobilização dos eletrodos de potencial, sensibilidade equilibrada a variações laterais e verticais de resistividade, dispor de alta densidade de leituras em comparação com o arranjo Wenner e exibir melhor relação sinal/ruído em comparação a outros arranjos (LOKE, 2000; MUSSET & KHAN, 2000).

6.6 Magnetometria

A magnetometria é um método amplamente empregado na pesquisa mineral, sobretudo no mapeamento de unidades e estruturas geológicas que apresentam contrastes expressivos de propriedades magnéticas (TELFORD et al., 1990; REEVES, 2005). Classificada como um método magnético de campo potencial, é baseado na medição das variações do campo magnético terrestre, induzido pela presença de minerais com propriedades magnéticas em subsuperfície (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990). Essas variações revelam informações sobre a distribuição espacial de rochas com susceptibilidade magnética elevada, o que permite a identificação de corpos mineralizados e estruturas geológicas favoráveis à mineralização, altamente aplicável na exploração mineral.

A fonte magnética fundamental pode ser representada por um dipolo magnético (Figura 23A). Um dipolo inserido em um campo magnético tende a rotacionar, característica associada ao seu momento magnético. No caso de um ímã simples, representado por dois polos de intensidades opostas $\pm m$ separados por uma distância $2L$ (Figura 23B), o momento magnético é definido pelo produto entre a intensidade do polo e a separação entre os polos ($2Lm$). A magnetização de um corpo é definida como o momento magnético por unidade de volume e constitui uma grandeza vetorial, apresentando magnitude e direção (MILSOM, 2003).

Figura 23 – A. Campo de um dipolo magnético: o plano equatorial corresponde ao plano que atravessa o dipolo perpendicularmente ao seu eixo, e o ângulo L é definido entre esse plano e a linha que liga o centro do dipolo ao ponto P, representando a latitude do ponto em relação ao dipolo; B. Arranjo de dipolos magnéticos formando um corpo magnetizado de extensão finita. A justaposição dos dipolos faz com que os polos opostos em contato sejam neutralizados, restando apenas os polos nas extremidades do conjunto.



Fonte: Modificado de Milsom (2003).

A intensidade do campo magnético é representada por $\mathbf{H}$ e, no Sistema Internacional de Unidades (SI), é expressa em ampère por metro ($A \cdot m^{-1}$). A densidade de fluxo magnético, definida como o fluxo magnético que atravessa uma área perpendicular à direção do campo, é denominada indução magnética ou campo magnético $\mathbf{B}$, proporcional a $\mathbf{H}$. A relação entre a variação temporal do fluxo magnético em um circuito e a tensão elétrica induzida é descrita pela lei de indução de Faraday–Lenz, de modo que $\mathbf{B}$ apresenta unidades de volt-segundo por metro quadrado ($V \cdot s \cdot m^{-2}$), equivalentes a weber por metro quadrado ($Wb \cdot m^{-2}$). Essa unidade é denominada tesla (T). A constante μ , denominada permeabilidade magnética do meio, é

expressa em weber por ampère por metro ($\text{Wb} \cdot \text{A}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$), unidade equivalente ao henry por metro ($\text{H} \cdot \text{m}^{-1}$).

O campo magnético pode ser descrito, de forma conceitual, como o resultado da interação entre polos magnéticos, representada pelo fluxo de linhas de campo entre regiões de polaridade oposta. A força $\mathbf{F}$ que atua entre dois polos magnéticos, de intensidades $\mathbf{m}_1$ e $\mathbf{m}_2$, separados por uma distância r , é descrita pela equação 16, que relaciona essas grandezas. Nessa expressão, as constantes μ_0 e μ_R correspondem, respectivamente, à permeabilidade magnética do vácuo e à permeabilidade relativa do meio. A força magnética pode ser atrativa quando os polos possuem sinais opostos e repulsiva quando apresentam o mesmo sinal.

$$F = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4 \pi \mu_R r^2} \quad (\text{Equação 16})$$

A expressão do campo magnético associado a um polo magnético pode ser encontrada em Telford et al, (1990). Esse modelo teórico descreve o campo magnético $\mathbf{B}$ produzido por um polo magnético de intensidade m a uma distância r , de forma análoga à lei de Coulomb (Equação 17):

$$B = \frac{\mu_0 m}{4 \pi \mu_R r^2} \quad (\text{Equação 17})$$

As variações do campo magnético associadas às rochas são geralmente muito pequenas quando expressas na unidade tesla, razão pela qual, em magnetometria aplicada, é usual empregar o nanotesla (nT), correspondente a 10^{-9}T (KEAREY et al., 2002).

Quando um corpo é submetido a um campo magnético externo, pode adquirir magnetização na mesma direção do campo aplicado. Essa magnetização desaparece quando o campo é removido, o que caracteriza o fenômeno denominado magnetização induzida, associado ao alinhamento dos dipolos magnéticos elementares no interior do material.

A intensidade da magnetização induzida ($\mathbf{M}$) é proporcional à intensidade do campo magnetizante $\mathbf{H}$ ($\text{A} \cdot \text{m}^{-1}$), conforme a equação 18:

$$\mathbf{M} = k \mathbf{H} \quad (\text{Equação 18})$$

O coeficiente de proporcionalidade $\mathbf{k}$, denominado suscetibilidade magnética, é uma propriedade física do material e expressa a facilidade com que o material pode ser magnetizado. Como $\mathbf{M}$ e $\mathbf{H}$ possuem as mesmas unidades ($\text{A} \cdot \text{m}^{-1}$), a suscetibilidade é uma grandeza adimensional. A suscetibilidade magnética da maioria dos materiais depende da temperatura e, em determinados materiais, especialmente ferromagnéticos e ferrimagnéticos, pode também variar em função da intensidade do campo aplicado (LOWRIE, 2007).

6.6.1 Suscetibilidade Magnética e propriedades magnéticas dos materiais

A suscetibilidade magnética expressa a capacidade de um material responder à aplicação de um campo magnético externo, e representa a tendência de orientação de seus momentos magnéticos elementares. Quanto maior a suscetibilidade, maior é a magnetização induzida no material para a mesma intensidade de campo aplicado (LOWRIE, 2007). Essa resposta magnética está diretamente relacionada aos momentos magnéticos dos átomos e íons que compõem o sólido, os quais têm origem no momento angular quantizado dos elétrons, associado tanto ao movimento orbital em torno do núcleo quanto ao spin. Em função desses mecanismos microscópicos, os materiais apresentam diferentes tipos de comportamento magnético, que se manifestam de acordo com a natureza e a intensidade de sua suscetibilidade.

De acordo com o valor e a natureza da suscetibilidade magnética, os materiais podem apresentar comportamento diamagnético, paramagnético ou ferromagnético. O conhecimento dessas propriedades magnéticas é particularmente relevante em estudos de exploração mineral, uma vez que a identificação de contrastes entre as respostas magnéticas das diferentes litologias constitui um dos principais critérios para o reconhecimento indireto de zonas potencialmente mineralizadas.

Materiais diamagnéticos apresentam suscetibilidade magnética muito baixa e de sinal negativo, o que implica o desenvolvimento de uma magnetização induzida em sentido oposto ao campo magnético externo aplicado. Esse comportamento está associado, de modo geral, a átomos cujas camadas eletrônicas se encontram completamente preenchidas, de forma que, na ausência de campo externo, o momento magnético resultante tende a zero. A resposta diamagnética é fraca, reversível e praticamente independente da temperatura, com chances de ser mascarada por contribuições paramagnéticas ou ferromagnéticas, quando presentes. Entre os minerais formadores de rochas que exibem esse comportamento destacam-se o quartzo e a calcita, cujas suscetibilidades típicas situam-se da ordem de 10^{-6} em unidades do Sistema Internacional, com sinal negativo (TELFORD et al., 1990; LOWRIE, 2007).

O paramagnetismo ocorre em materiais que apresentam suscetibilidade magnética pequena e positiva, produzindo uma magnetização induzida paralela ao campo aplicado e proporcional à intensidade desse campo. Trata-se de uma resposta reversível e relativamente fraca, controlada pela presença de momentos magnéticos atômicos ou iônicos não compensados. Uma característica fundamental desse tipo de comportamento é a dependência da suscetibilidade com a temperatura, que tende a diminuir à medida que a temperatura

aumenta, de acordo com uma relação inversa. Em contextos geológicos, diversos minerais silicáticos comuns, como olivinas, piroxênios e anfibólios, apresentam resposta paramagnética e contribuem para o sinal magnético das rochas hospedeiras (TELFORD et al., 1990).

Materiais ferromagnéticos possuem valores elevados e positivos de suscetibilidade magnética, resultantes de fortes interações entre momentos magnéticos de átomos vizinhos, possibilitadas pela proximidade entre suas posições na rede cristalina. Essas interações, conhecidas como interações de troca, originam um campo interno intenso capaz de alinhar espontaneamente os momentos magnéticos, que produzem magnetização mesmo na ausência de campo externo, denominada magnetização espontânea (MS). Como consequência, os momentos magnéticos respondem de forma coletiva à aplicação de um campo, característica gerada de um comportamento magnético significativamente mais intenso do que aquele observado em materiais para- ou diamagnéticos. A magnetização ferromagnética diminui com o aumento da temperatura e desaparece acima de uma temperatura crítica específica de cada material, conhecida como ponto de Curie. Em campos magnéticos suficientemente elevados, a magnetização atinge um valor de saturação, no qual os momentos magnéticos permanecem alinhados ao campo aplicado. Após a remoção do campo, parte dessa magnetização pode ser preservada e passa a constituir a magnetização remanente. Embora representem apenas uma fração dos minerais formadores das rochas, os óxidos e sulfetos de ferro respondem pela maior parcela do sinal ferromagnético observado em rochas naturais (TELFORD et al., 1990; LOWRIE, 2007).

6.6.2 Campo magnético terrestre

O campo magnético terrestre pode ser aproximado, em primeira ordem, por um dipolo inclinado em relação ao eixo de rotação da Terra. Entretanto, sua geometria apresenta maior complexidade do que a de um campo puramente dipolar, uma vez que a intensidade e a direção do campo variam de forma irregular no espaço e no tempo. Do ponto de vista geofísico, o campo geomagnético observado resulta da superposição de três principais componentes: o campo principal, associado aos processos no núcleo terrestre, os campos externos, relacionados às interações com a ionosfera e a magnetosfera, e as anomalias magnéticas locais, produzidas por contrastes de propriedades magnéticas na crosta. Estas últimas constituem o principal interesse da magnetometria aplicada à exploração mineral (TELFORD et al., 1990; KEAREY et al., 2002).

O campo magnético principal tem origem em processos que ocorrem no interior do planeta e está associado ao movimento das correntes convectivas de material eletricamente condutor no núcleo externo, predominantemente rico em ferro e níquel. A circulação desse fluido metálico, combinada à rotação da Terra, sustenta um sistema responsável pela geração do campo magnético global, semelhante a um dínamo. Esse campo pode ser representado por um dipolo inclinado em relação ao eixo de rotação terrestre, o que permite descrever, de forma simplificada, a geometria dominante do campo observado em superfície (TELFORD et al., 1990).

Em um sistema de referência local, o campo magnético total é representado pelo vetor $\mathbf{F_e}$, cuja orientação no espaço é definida pelos ângulos de inclinação i , correspondente ao ângulo entre o vetor do campo e o plano horizontal, e de declinação d , definido entre a projeção horizontal do campo e o norte geográfico.

A partir dessa representação vetorial, $\mathbf{F_e}$ pode ser decomposto em uma componente vertical $\mathbf{Z_e}$ e em uma componente horizontal $\mathbf{H_e}$. O plano que contém essas componentes define o meridiano magnético local. De forma equivalente, a componente horizontal pode ser expressa por suas projeções cartesianas $\mathbf{X_e}$, orientada para o norte geográfico, e $\mathbf{Y_e}$, orientada para leste, que permite a descrição do campo em um sistema de coordenadas locais (TELFORD et al., 1990) (Equações 19 a 26 e Figura 24).

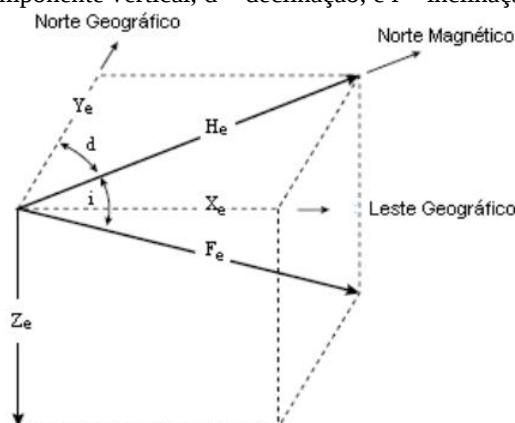
$$F_e^2 = H_e^2 + Z_e^2 = X_e^2 + Y_e^2 + Z_e^2 \quad (\text{Equação 19})$$

$$\begin{aligned} H_e &= F_e \cos i & Z_e &= F_e \sin i \\ X_e &= H_e \cos D & Y_e &= H_e \sin D \end{aligned} \quad (\text{Equações 20 a 23})$$

$$\tan D = \frac{Y_e}{X_e} \quad \tan i = \frac{Z_e}{H_e} \quad (\text{Equações 24 a 25})$$

$$\mathbf{F_e} = F_e \mathbf{f_1} = F_e (\cos D \cos i \mathbf{j} + \sin D \cos i \mathbf{j} + \sin i \mathbf{k}) \quad (\text{Equação 26})$$

Figura 24 – Elementos do campo magnético terrestre. (F_e = vetor do campo total, H_e = componente horizontal, Z_e = componente vertical, d = declinação, e i = inclinação).



Fonte: Kearey et al. (2002).

O campo magnético externo é responsável pelas variações mais rápidas observadas no campo geomagnético, principalmente devido às correntes elétricas que circulam nas camadas ionizadas da atmosfera superior. Diferentemente do campo principal, suas flutuações podem ocorrer em escalas temporais curtas e apresentam diversos efeitos, entre os quais se destacam:

- Ciclo solar de 11 anos: Alterações na atividade das manchas solares influenciam diretamente o campo magnético externo (MCPHERRON, 1995).
- Variação diurna: Oscilações de aproximadamente 30 nT ocorrem ao longo de 24 horas, com intensidade dependente da latitude e da estação do ano. Este fenômeno é controlado principalmente pelo vento solar e pelas correntes ionosféricas, conhecido como dínamo ionosférico (CAMPBELL, 1989; MAUS & MACMILLAN, 2005).
- Variação lunar: Flutuações com período próximo de 25 horas e amplitudes de até 2 nT se repetem ciclicamente ao longo do mês, resultantes das marés ionosféricas induzidas pela interação entre a Lua e a ionosfera (MAUS & MACMILLAN, 2005).
- Tempestades geomagnéticas: Distúrbios temporários relacionados à atividade solar, típicos de ciclos de 27 dias, podem provocar variações significativas do campo magnético, sendo mais intensas nas regiões polares, onde estão associadas à aurora. (KIVELSON & RUSSELL, 1995; MCPHERRON, 1995).

Em levantamentos magnéticos, as variações diurnas podem ser corrigidas utilizando magnetômetros em estações de referência (base) (TELFORD et al., 1990). No entanto, tempestades magnéticas excepcionais podem gerar distúrbios que não são totalmente compensados por essas correções (CAMPBELL, 1989).

As anomalias magnéticas locais surgem de variações na concentração e na composição de minerais magnéticos nas rochas da crosta terrestre e constituem o principal alvo da

prospecção magnética (TELFORD et al., 1990). Embora possam, em casos extremos, duplicar o valor do campo magnético principal, seu efeito é predominantemente restrito às porções mais rasas da crosta. Em maiores profundidades, o aumento da temperatura faz com que a energia térmica supere a energia de alinhamento imposta pelo campo geomagnético, o que impede a manutenção da magnetização dos materiais. Esse comportamento está associado às temperaturas críticas de ordem magnética — como a temperatura de Curie, no caso de minerais ferromagnéticos, e a temperatura de Néel, para minerais antiferromagnéticos.

A identificação dessas anomalias em levantamentos geofísicos permite inferir a distribuição e concentração de minerais magnéticos, fundamental para a exploração mineral.

6.7 Procedimentos de levantamento magnetométrico

Em levantamentos magnéticos terrestres, são utilizados geralmente dois magnetômetros: um fixo em uma estação de referência (base) e outro móvel para aquisição de dados no campo (TELFORD et al., 1990). A estação base deve ser posicionada em local sem anomalias magnéticas, para refletir apenas o campo ambiente e garantir que as variações registradas pelo magnetômetro móvel correspondam às características da crosta terrestre.

Durante o levantamento, leituras próximas a objetos metálicos devem ser evitadas, e os operadores não devem portar itens metálicos, para não interferir nos registros. A aplicação dessas precauções é essencial para que as anomalias detectadas possam ser corretamente interpretadas e utilizadas na prospecção mineral (TELFORD et al., 1990).

A remoção de contribuições não relacionadas às fontes magnéticas da subsuperfície em levantamentos magnetométricos é indispensável. Para isso, são aplicados correções e procedimentos de processamento de dados anteriormente à etapa interpretativa, a fim de subsidiá-la para realçar as anomalias associadas a alvos de interesse para a exploração mineral (KONZEN, 2002).

6.7.1 Correção da Variação Diurna

Controladas essencialmente pela interação entre o vento solar e os sistemas de correntes elétricas na ionosfera, as variações diurnas do campo geomagnético correspondem a oscilações periódicas, com ciclo aproximado de 24 horas, cuja amplitude apresenta dependência tanto da latitude quanto da estação do ano (TELFORD et al., 1990).

As variações diurnas apresentam maior intensidade em baixas latitudes, progressivamente mais suaves em direção às regiões polares (SOUZA, 2006). Esse comportamento ocorre ao longo do dia, com início por volta das 9 horas e ápice próximo ao meio-dia, quando a ionosfera está sob maior incidência de radiação solar. Diminui gradualmente no final da tarde, entre aproximadamente 16 e 17 horas, quando o campo magnético retorna ao seu nível de referência.

A correção desse efeito em levantamentos magnetométricos pode ser realizada por meio da reocupação periódica de uma estação base fixa ao longo do dia. As diferenças registradas na estação de referência são então utilizadas para corrigir as leituras obtidas nas demais estações, de acordo com os respectivos horários de aquisição (KEAREY et al., 2002).

Uma alternativa operacional consiste na instalação de um magnetômetro de registro contínuo em uma estação base, enquanto o levantamento é executado com um magnetômetro móvel, com retorno à base ao final do dia. As correções são realizadas por meio do ajuste das leituras de campo adquiridas no levantamento às flutuações registradas na estação base (BURGER, 2006).

6.7.2 Remoção do Campo de Referência Geomagnético Internacional (IGRF)

O campo geomagnético de referência, adotado como campo normal em levantamentos magnetométricos, é representado pelo *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF), o qual fornece a estimativa teórica do campo não perturbado em qualquer ponto da superfície terrestre. A partir desse modelo, as anomalias magnéticas — definidas como desvios do campo observado em relação ao campo normal — são obtidas pela subtração do valor do IGRF de cada medida adquirida em campo, o que permite a identificação de perturbações associadas a estruturas geológicas e a possíveis corpos mineralizados (LUIZ & SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002).

O IGRF representa o campo geomagnético teórico de grande comprimento de onda, predominantemente associado às fontes do núcleo terrestre, definido a partir de coeficientes de Gauss de baixa ordem. A subtração desse campo de referência das medidas observadas permite isolar a contribuição magnética da crosta, fundamental para a identificação de anomalias associadas a estruturas geológicas e a alvos de interesse em exploração mineral (BLAKELY, 1996).

O campo geomagnético apresenta variações temporais e, por esse motivo, os modelos do IGRF são atualizados em intervalos de cinco anos, incorporando termos de variação secular

que assumem evolução aproximadamente linear ao longo de cada época. Ainda assim, as diferenças entre o campo real e o campo previsto pelo IGRF tendem a aumentar com o tempo dentro de cada período de validade do modelo (BLAKELY, 1996).

Em levantamentos realizados em áreas pequenas, como no presente estudo, é suficiente adotar um único valor de IGRF calculado para o centro da área e subtraí-lo de todas as observações. Em levantamentos de maior extensão, é recomendada a utilização de valores de IGRF espacialmente distribuídos, definidos para subáreas ou para cada ponto de medida, conforme a precisão requerida (LUIZ & SILVA, 1995).

6.7.3 Continuação para cima

A continuação para cima atua como um filtro passa-baixa, a fim de reduzir a contribuição de comprimentos de onda curtos e, conseqüentemente, atenuar anomalias associadas a fontes rasas, o que permite realçar a resposta de estruturas mais profundas (BLAKELY, 1996; KEAREY et al., 2002).

Como o campo magnético regional é associado a fontes localizadas em maiores profundidades, a aplicação dessa transformação permite realçar a componente regional do campo na área de estudo, por meio do realce das variações de maior comprimento de onda (KEAREY et al., 2002).

6.7.4 Redução ao polo (RTP)

A redução ao polo é um processamento aplicado a dados magnéticos que transforma o campo anômalo adquirido em qualquer latitude para a condição equivalente à de aquisição no polo magnético, onde a inclinação do campo é de 90° . Nessa situação, a magnetização induzida apresenta direção vertical, o que permite o reposicionamento de anomalias para situá-las sobre suas fontes, com obtenção de respostas mais simétricas (LUIZ & SILVA, 1995; BLAKELY, 1996).

A aplicação desse processamento requer o conhecimento da direção de magnetização da fonte anômala. A redução ao polo pode ser aplicada à maioria dos levantamentos, porém apresenta instabilidade em regiões de baixas latitudes magnéticas, devido à proximidade entre o azimute do corpo e a inclinação magnética em relação a zero. Nesses casos, é recomendada a utilização da redução ao Equador como alternativa (NABIGHIAN et al., 2005).

Embora grande parte do território brasileiro esteja situada em baixas latitudes magnéticas, a área de estudo, localizada no Rio Grande do Sul, encontra-se em uma faixa de inclinação magnética moderada, na qual a aplicação da redução ao polo não apresenta as instabilidades típicas de regiões próximas ao equador magnético (BLAKELY, 1996; NABIGHIAN et al., 2005).

É importante ressaltar que a redução ao polo fornece resultados mais confiáveis quando a anomalia é predominantemente causada por magnetização induzida. A presença de magnetização remanescente tende a distorcer a resposta, exceto quando sua direção é previamente conhecida (LUIZ & SILVA, 1995).

6.7.5 Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

O sinal analítico corresponde a uma transformação aplicada ao campo magnético, definida pela combinação dos gradientes horizontais e verticais do campo anômalo. Sua principal característica é a independência em relação à direção de magnetização da fonte, o que o torna particularmente adequado para a localização de corpos magnéticos, mesmo em ambientes com magnetização complexa (BLAKELY, 1996).

A resposta do sinal analítico apresenta máximos posicionados sobre as fontes causadoras das anomalias, controlada essencialmente pela geometria e pela posição dos corpos. Além disso, a amplitude do sinal analítico **A** está relacionada diretamente à intensidade da magnetização, obtida a partir da combinação dos três gradientes ortogonais do campo magnético total **T** (Equação 27) (BLAKELY, 1996; MACLEOD et al., 2002).

$$A = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (\text{Equação 27})$$

Para fontes magnéticas isoladas, o máximo da amplitude do sinal analítico localiza-se diretamente sobre o corpo causador da anomalia. A posição horizontal das fontes é, em geral, bem definida por esse método, enquanto as estimativas de profundidade somente são válidas para geometrias poliédricas, a partir da relação entre a largura à meia-altura do pico e a profundidade da fonte (NABIGHIAN et al., 2005).

7 AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS

O trabalho adotou uma sequência de etapas de investigação. Inicialmente, foram realizados reconhecimentos geológicos em exposições de rocha na Mina da Barita, posicionada no limite nordeste da área de estudos, onde foram realizadas as descrições de lapili tufo aflorantes da Formação Hilário e identificados indícios de mineralização com impregnações de malaquita e azurita.

Na sequência foi realizado um levantamento estrutural com a coleta de medidas em fraturas e falhas para definição dos principais controles do depósito, a partir de 200 medidas aferidas por bússola, processadas no *software* StereoNet para posterior análise gráfica. Vale ressaltar o enfoque direcionado ao fraturamento das rochas diante da possibilidade de influência de sistemas de mineralização estruturalmente controlados.

A partir de claros indicadores de mineralização reconhecidos na mina Barita, foi realizado reconhecimento geológico na área de estudos, correspondente ao intervalo entre as minas Barita e João Dahne, onde não foram encontrados quaisquer indícios de mineralização para cobre. A mina João Dahne não foi visitada devido aos longos anos de abandono, acesso dificultoso e intensa cobertura por mata fechada.

O voo com RPA modelo DJI MAVIC 3 T foi realizado a altitude de 60m. As linhas de voo foram conduzidas na direção E-W, a fim de garantir uma cobertura eficiente de aproximadamente 32ha da área de estudo. A resolução espacial alcançou 20cm, ou seja, cada pixel da imagem representa uma área de 20cm x 20cm no terreno, essencial para visualização detalhada de feições topográficas em pequena escala relevantes para análise geológica.

7.1 Levantamentos geoeletricos – Eletorresistividade e Polarização Induzida

O levantamento geoeletrico envolveu os métodos da eletorresistividade e polarização induzida, escolha fundamentada no histórico de utilização em depósitos sulfetados, bem como no expressivo contraste entre as propriedades físicas da rocha hospedeira e das zonas mineralizadas.

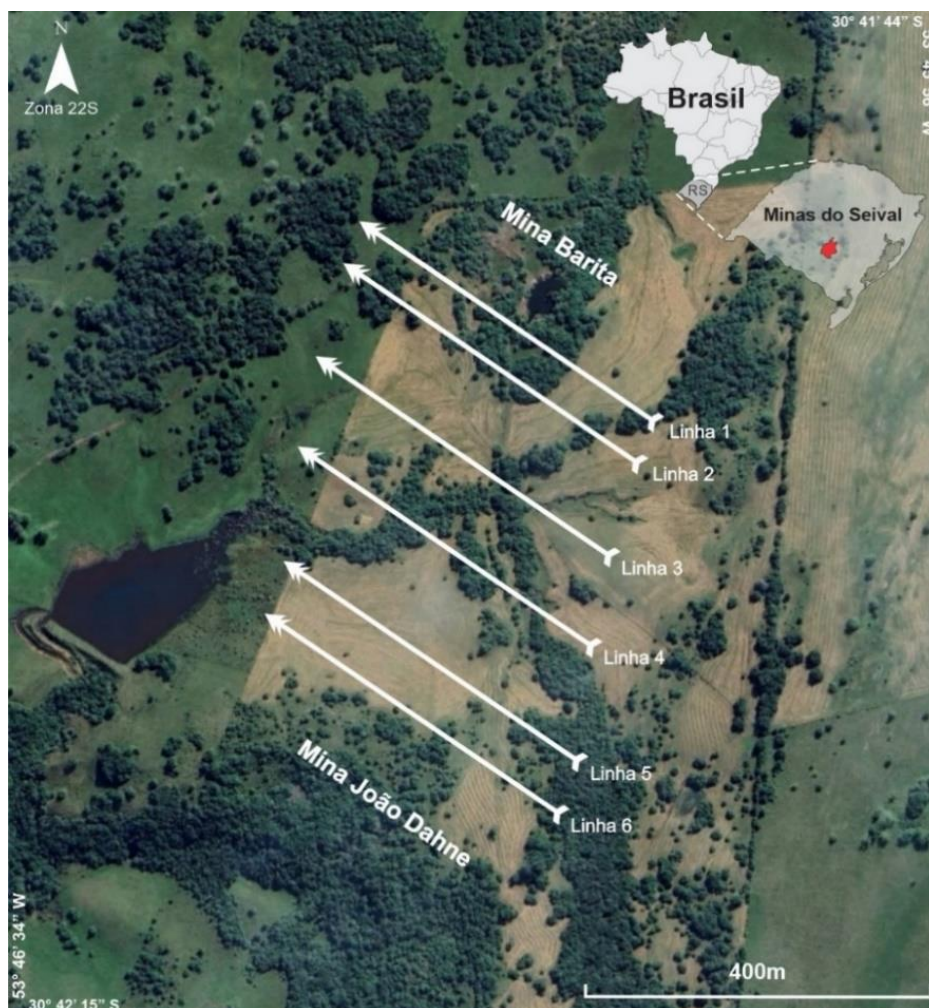
A aquisição de dados foi baseada em 6 linhas de tomografia elétrica em arranjo Wenner-Schlumberger, cada uma com 420m de comprimento e 10m de espaçamento entre eletrodos, para leitura dos parâmetros resistividade elétrica e cargabilidade. Essa configuração de arranjo e espaçamento permite investigar profundidades da ordem de 80m, uma vez que a profundidade de investigação é diretamente dependente do afastamento máximo entre os eletrodos de corrente

ao longo da linha. Tal profundidade é considerada adequada como premissa para a avaliação de um possível cenário de lavra a céu aberto.

As linhas foram orientadas na direção N60W, aproximadamente perpendicular ao principal *trend* estrutural NE da região, de modo a maximizar o cruzamento das feições geológicas e possibilitar uma estimativa mais representativa da geometria e da espessura verdadeira das camadas investigadas. O espaçamento entre as linhas foi de 50m entre as linhas 1–2 e 5–6, e de 100m entre as linhas 2–3, 3–4 e 4–5 (Figura 25), definido de modo a variar a densidade amostral em função do nível de detalhamento requerido. Os menores espaçamentos foram aplicados em setores considerados mais prioritários, a fim de proporcionar maior resolução espacial e aumento do grau de confiança na interpretação geológica e geolétrica, compatível com a classificação de recurso medido. Em contraste, os maiores espaçamentos foram adotados em setores de reconhecimento exploratório, compatíveis com menor densidade amostral e com a definição de recurso indicado. Essa abordagem está em consonância tanto com os princípios de densidade de dados e confiabilidade estabelecidos por códigos internacionais de classificação de recursos minerais, como o JORC Code e o padrão CRIRSCO (JORC, 2012; CRIRSCO, 2013), quanto com a Resolução ANM nº 94/2022, que adota critérios de confiabilidade progressiva das informações geológicas e amostrais para a classificação de recursos minerais no Brasil (ANM, 2022).

Os procedimentos para aquisição geolétrica seguem uma sequência habitual. O padrão é iniciado pela disposição do cabo e abertura de pequenas covas para retirada mínima de vegetação a fim de propiciar um contato direto entre o eletrodo e o solo, o qual é posteriormente umedecido, estratégia relevante no sentido de diminuir a resistência de contato. Em seguida, o eletrodo não polarizável, confeccionado em cerâmica porosa, é posicionado e preenchido com uma solução de CuSO_4 , a fim de evitar ruídos na aquisição dos dados de Polarização Induzida (Figura 26).

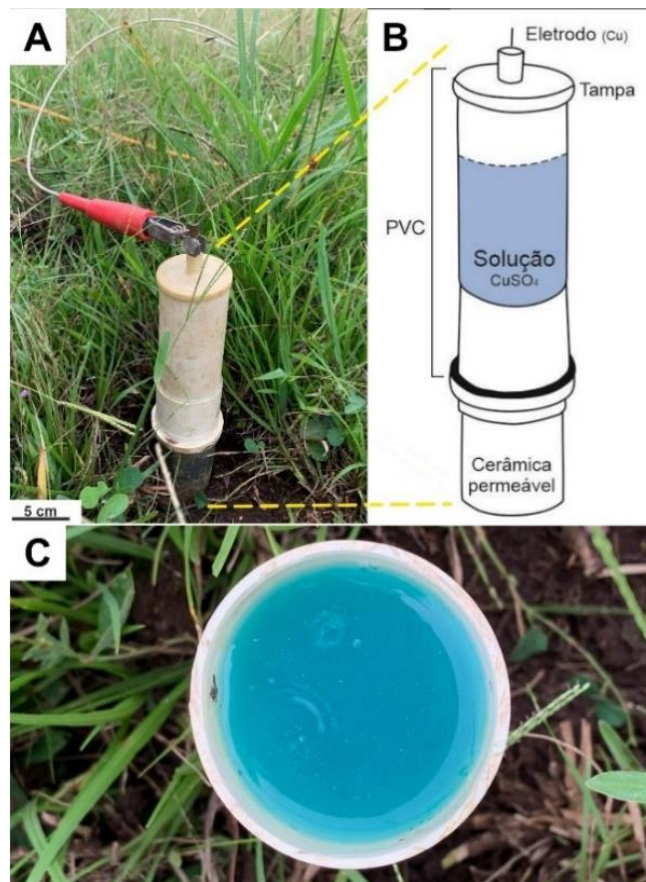
Figura 25 - Imagem aérea da região de estudos com posição das linhas de aquisição geofísica de direção N60W.



Fonte: autoria própria (2024).

O equipamento utilizado para aquisição geofísica é um resistivímetro Terrameter LS (Figura 27) da ABEM de fabricação sueca composto por um módulo de transmissão e recepção de sinais com 250 W de potência, corrente máxima de 2,5A e resolução de $1\mu\text{V}$ (ABEM, 2012). Para o funcionamento, é necessário fazer a conexão com a bateria e os cabos de transmissão para a criação de um projeto. A configuração adotada no levantamento foi 1A de corrente, 1s de tempo de transmissão, 0,3s para leitura após o corte de corrente, leitura em 2 janelas de 100ms e cargabilidade registrada em mV/V. A aquisição é precedida por medidas de resistência de contato e programação de exclusão de dados com desvio médio acima de 4%. O equipamento registra como planilha os dados de forma automática em campo na memória interna, o que possibilita o posterior processamento sob forma de planilha formatada para tratamento no *software* Res2dinv (GEOTOMO SOFTWARE, 2003). Uma análise estatística é executada após a aquisição dos dados a fim de eliminar valores negativos (anômalos) e minimizar valores extremos ao comparar com vizinhos através de média aritmética.

Figura 26 - Eletrodos não polarizáveis confeccionados em cerâmica porosa. A. Eletrodo em funcionamento durante a aquisição geofísica, conectado ao cabo de transmissão de corrente pela haste de cobre; B. Esquema com componentes do eletrodo e materiais; C. Preenchimento por solução de sulfato de cobre (CuSO_4).



Fonte: autoria própria (2024).

Figura 27 - Equipamento Terrameter LS (ABEM) utilizado no levantamento geofísico.



Fonte: autoria própria (2024).

Os resultados obtidos são inicialmente representados por uma pseudo-seção de resistividade elétrica e/ou cargabilidade aparentes, na qual cada ponto investigado na subsuperfície apresenta uma posição e profundidade teórica determinadas, conforme o espaçamento entre os eletrodos e o arranjo empregado na investigação. Posteriormente, é desenvolvido um modelo de subsuperfície que reflete de forma aproximada os dados reais obtidos na investigação através de uma série de técnicas numéricas.

O *software* Res2dinv, versão 3.53 (GEOTOMO SOFTWARE, 2003), é utilizado para processar os dados bidimensionais e realizar uma modelagem numérica com o método de inversão para os parâmetros de resistividade e cargabilidade para a subsuperfície (GRIFFITHS & BARKER, 1993), com ajuste de topografia com dados gerados a partir de um sistema de GPS diferencial (DGPS). Segundo Gandolfo (2007), a inversão equivale a uma superposição de blocos retangulares ordenados pelos dados da pseudo-seção teórica. O programa gera de forma automática os blocos com profundidade da linha inferior semelhante à profundidade média de investigação com o maior espaçamento entre eletrodos (EDWARDS, 1977).

Nesse contexto, são bastante utilizados dois tipos de inversão no *software*, chamados inversão por blocos ou polígonos (*block inversion*) e inversão por suavização (*smooth inversion*). No presente trabalho foi aplicada a inversão por suavização, baseada matematicamente no algoritmo de mínimos quadrados com suavização (*smothless constrained least-square method*). Para isso, o *software* processa o subsolo como blocos retangulares que contêm valores referentes aos parâmetros modelados, a fim de reduzir a diferença entre os valores de resistividade aparente e medidos em campo, com a qualidade do ajuste expressa pela raiz do valor quadrático médio, o erro *Root Mean Squared* (RMS) (LOKE & BARKER, 1996).

O erro RMS é obtido a partir da soma das diferenças quadráticas entre os valores medidos e os dados calculados, posteriormente dividida pelo número total de dados. A média resultante é então submetida à raiz quadrada, o que fornece um valor representativo do erro, expresso na mesma unidade dos dados originais. Esse procedimento é similar ao cálculo do desvio padrão, conforme descrito por Fachin (2007).

Concluída a inversão, os dados são organizados em uma única planilha que dispõe cada uma das seções de forma ordenada. No arquivo, está disposta a posição das leituras ao longo das linhas, o espaçamento e a profundidade (variáveis “x”, “y” e “z”, respectivamente), além dos valores de resistividade e cargabilidade para geração de modelos de visualização 3D.

Para modelagem 3D os dados tabelados supracitados são utilizados no *software* Oasis Montaj (Geosoft) com interpolação por meio de krigagem. Posteriormente, é aplicado o método estatístico de mínima curvatura a fim de suavizar valores centrais em detrimento das

extremidades. Dessa forma, é gerada uma malha amostral blocada para cada ponto do modelo 3D, o que torna possível a geração dos mapas de profundidades com secções nos níveis 10m, 20m, 30m, 40m, 50m, 60m, 70m e 80m.

7.2 Levantamento magnético – Magnetometria

O levantamento magnético foi conduzido por meio da magnetometria terrestre, escolha fundamentada na ampla aplicação dessa técnica em depósitos de sulfetos, bem como no notável contraste entre as propriedades magnéticas das rochas hospedeiras e das zonas mineralizadas. Essa abordagem permite identificar anomalias locais associadas a concentrações de minerais magnéticos, fornecendo informações essenciais para a delimitação de corpos mineralizados e a orientação de trabalhos exploratórios subsequentes (TELFORD et al., 1990; KEAREY et al., 2002).

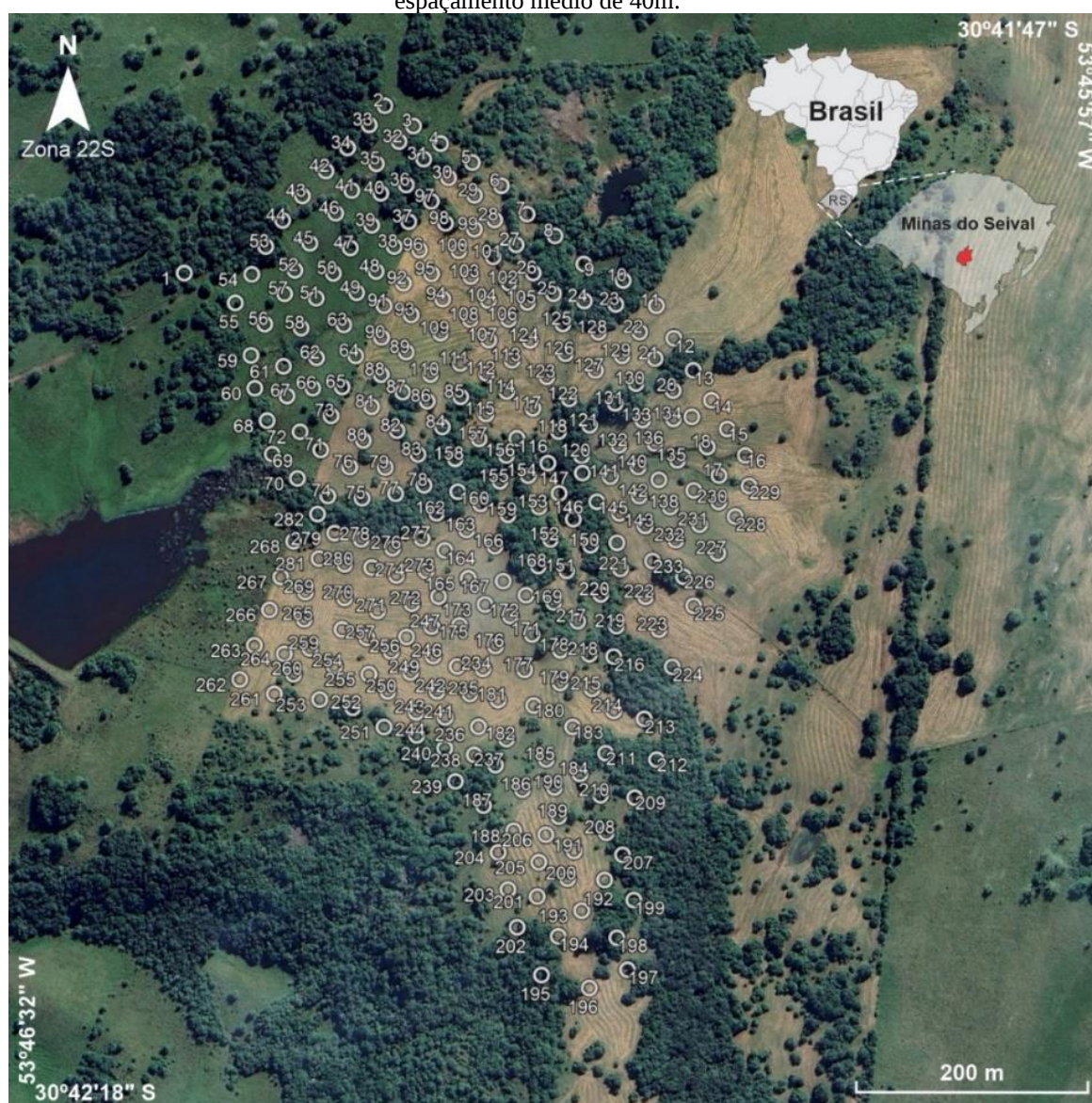
O levantamento foi realizado com magnetômetro Overhauser GSM-19, com 282 pontos distribuídos em malha regular de 30m (Figura 28). A estação base foi alocada nas coordenadas 30°41'55''S e 53°46'25''O, pensada no distanciamento da área de estudo e de potenciais ruídos de fonte antrópica, com objetivo de monitorar a variação diurna do campo magnético e possibilitar a posterior correção dos dados, com leituras realizadas em intervalos de 2 minutos. A determinação do posicionamento da estação base e das estações de medição foi realizada por meio de um sistema de posicionamento global diferencial (DGPS), modelo S860 Stonex de fabricação italiana, que apresenta precisão de 0,5m, utilizado para a obtenção das coordenadas horizontais (X e Y) e da altitude (Z) no sistema de coordenadas Universal Transversa de Mercator (UTM), zona 22S (Figura 29).

No processamento dos dados magnetométricos, foi aplicada inicialmente a correção da variação diurna com o objetivo de remover contribuições temporais não relacionadas às fontes geológicas. Para esse procedimento, foi utilizado um magnetômetro instalado em estação base, operando de forma contínua, e um magnetômetro móvel para a aquisição dos dados em campo. As leituras registradas na base permitiram estimar a variação temporal do campo, posteriormente aplicada às observações do magnetômetro móvel por meio da adição ou subtração dos valores correspondentes (TELFORD et al., 1990; KEAREY et al., 2002).

Depois, os dados magnetométricos foram processados pelo método de interpolação de curvatura mínima no software Oasis Montaj (Geosoft), baseado na geração de superfícies suaves, particularmente adequado para representar dados geofísicos ao produzir modelos contínuos e com variação gradual entre os pontos amostrados. Para isso, o grid de pontos é

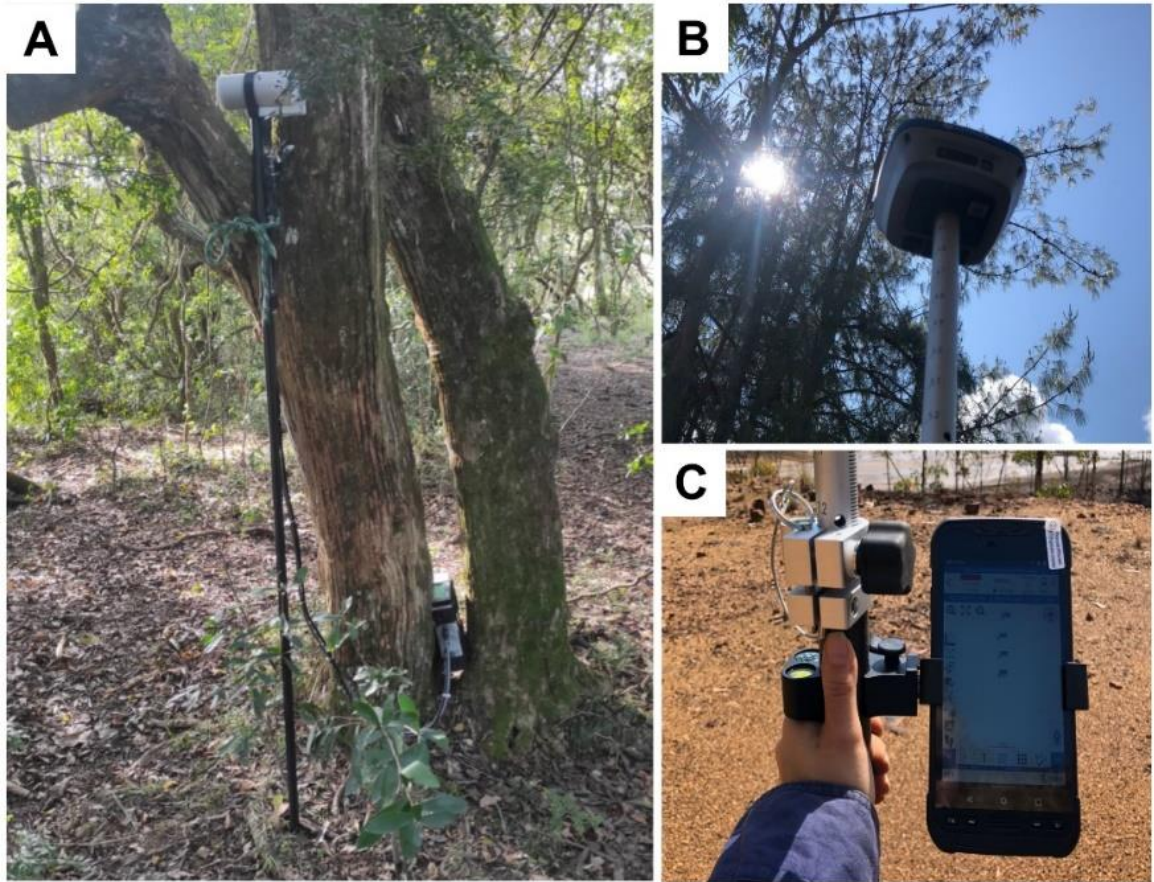
gerado com as coordenadas X e Y e espaçamento pré-determinado pela malha realizada em campo, seguido pela geração do mapa de Intensidade Magnética Total (CMT). Na sequência, foram aplicados filtros matemáticos com o objetivo de realçar feições geológicas de interesse, com destaque para o cálculo da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e da Redução ao Polo (RTP). Esses produtos permitem minimizar a influência do campo magnético regional, evidenciar anomalias locais e aprimorar a delimitação de estruturas geológicas e contatos litológicos.

Figura 28 - Imagem aérea da região de estudos com posição dos pontos de aquisição magnetométrica com espaçamento médio de 40m.



Fonte: autoria própria (2025).

Figura 29 – A. Magnetômetro de base Overhauser Magnetometer (GSM-19), de GEM Systems; B. Antena DGPS S860 Stonex com precisão de 0,5 metro; C. Visor do aparelho DGPS S860 Stonex.



Fonte: autoria própria (2025).

8 RESULTADOS

Neste capítulo os resultados serão apresentados em três etapas. A primeira corresponde ao modelo digital de terreno propiciado pelo voo do RPA e posterior processamento. A segunda etapa compreende os dados obtidos pelo levantamento estrutural, apresentados sob a forma de mapas com extração de fraturas, fotos e estereogramas. Por fim, a terceira etapa engloba os dados geofísicos de Eletorresistividade e Polarização Induzida por modelos de inversão 2D e mapas de variadas profundidades e de Magnetometria, apresentado em mapas.

Posteriormente, serão apontadas perspectivas acerca do modelo genético de mineralização, a fim de dispor de uma melhor assimilação da correlação com os dados geofísicos e análise estrutural. A discussão será baseada através da integração dos produtos gerados.

8.1 Fotogrametria digital

A partir dos dados de voo RPA do DJI MAVIC 3 T, foi produzida uma ortofoto de alta resolução da área de estudo (Figura 30), de qualidade superior às imagens de satélite disponíveis gratuitamente e, como produto derivado, um modelo digital de elevação (MDE) (Figura 31).

Os dados foram analisados primeiramente sob aspectos geomorfológicos, que revelaram um terreno suave e ausente de estruturas nítidas pela topografia. O MDE representa tridimensionalmente a superfície de amplitude topográfica de 41m, com cotas que variam entre 254 e 295m.

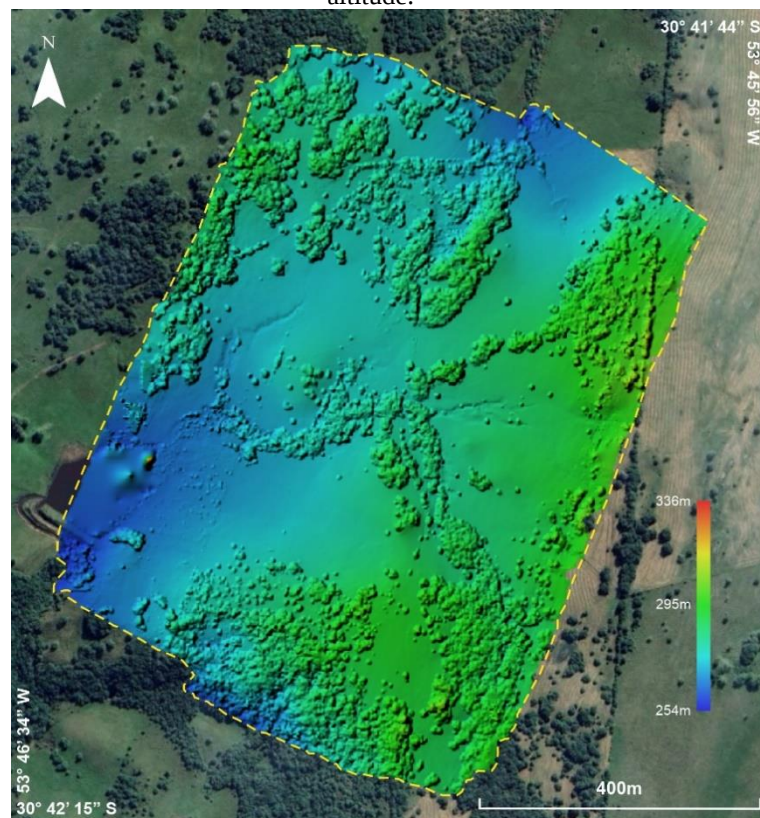
Os produtos subsidiaram o planejamento dos trabalhos geofísicos ao permitirem a distinção atualizada entre áreas de campo aberto e vegetação densa, a identificação de zonas rebaixadas e potencialmente úmidas, bem como a localização de afloramentos rochosos nas porções mais elevadas do terreno. Portanto, a ferramenta é útil ao planejamento por fornecer informações detalhadas e atualizadas da superfície. No entanto, neste estudo, não foi possível estabelecer correlação entre as feições superficiais e os controles estruturais em profundidade associados às mineralizações, devido ao relevo relativamente suavizado da área.

Figura 30 – Ortofoto da área de estudos destacada pelo polígono em amarelo.



Fonte: autoria própria (2025).

Figura 31 – Modelo digital de elevação realizado na área destacada pelo polígono em amarelo com variações de altitude.



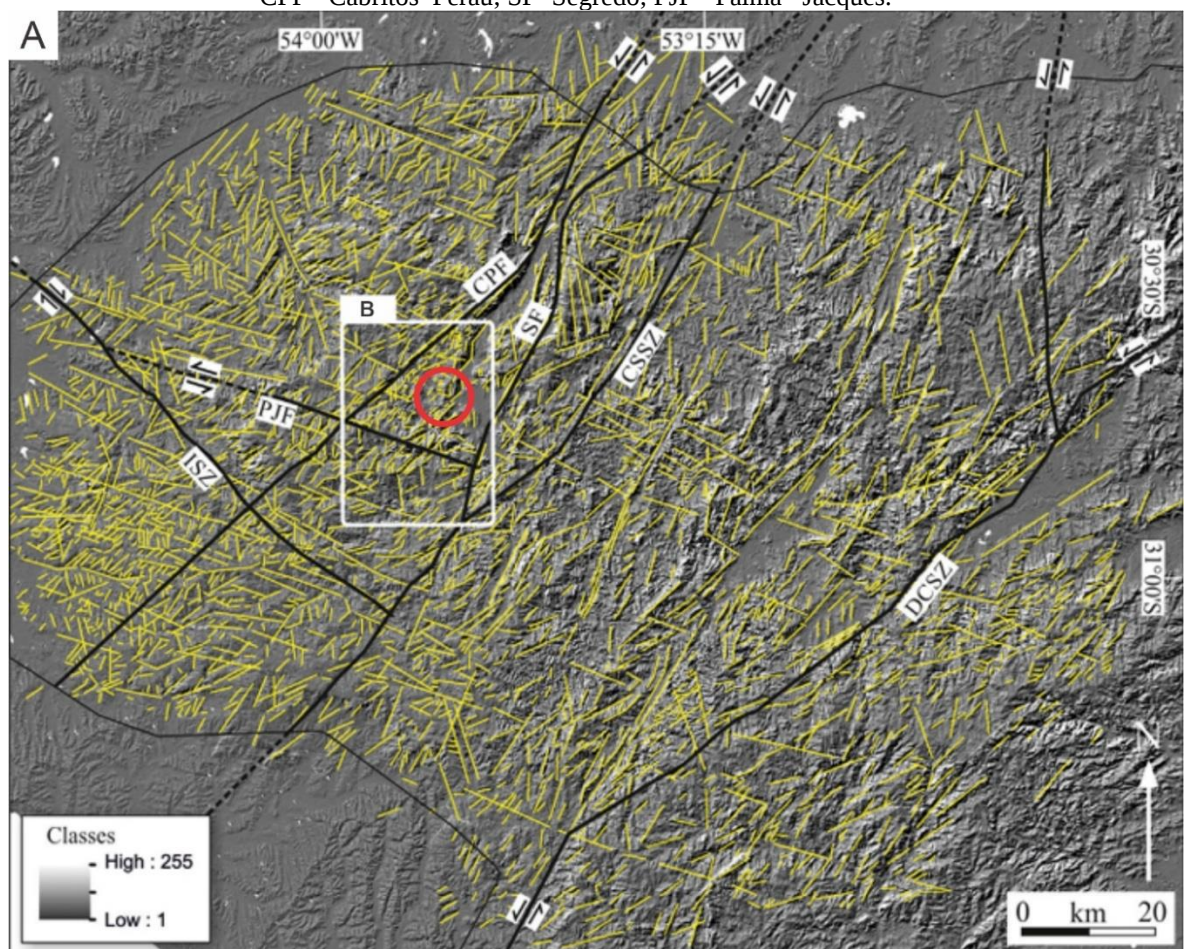
Fonte: autoria própria (2025).

8.2 Geologia Estrutural

A análise estrutural em escala regional busca evidenciar os principais padrões potencialmente relacionados à mineralização de sulfetos, a fim de contribuir para otimização dos processos de prospecção. Em escala regional, os lineamentos topográficos são indicativos de potenciais estruturas geológicas e, possivelmente, da colocação de depósitos minerais.

As zonas de cisalhamento do ESRG possuem direção predominantemente NE-SW (Figura 32). Segundo Lopes et al. (2018), as principais orientações regionais estão divididas em: $\pm 62\%$ em N31-90°E, $\pm 18\%$ em N0-30°E e $\pm 18\%$ em N0- 90°W. Mais precisamente, na região das Minas do Seival, os lineamentos possuem direção preferencial de N50E e os diques e falhas orientados ($\pm$ N50E/70-88NW) paralelos à Falha Cabritos-Perau, a 5km a norte da área.

Figura 32 - A. Mapa de lineamentos marcados na escala 1:10.000 em um modelo digital de elevação ASTER do Escudo Sul-Riograndense; B. Destaque para a estruturação regional próxima à área de estudo destacada em vermelho. Zonas de cisalhamento: ISZ= Ibaré; CSSZ= Caçapava do Sul; DCSZ = Dorsal do Canguçu. Falhas: CPF= Cabritos-Perau; SF=Segredo; PJF= Palma-Jacques.



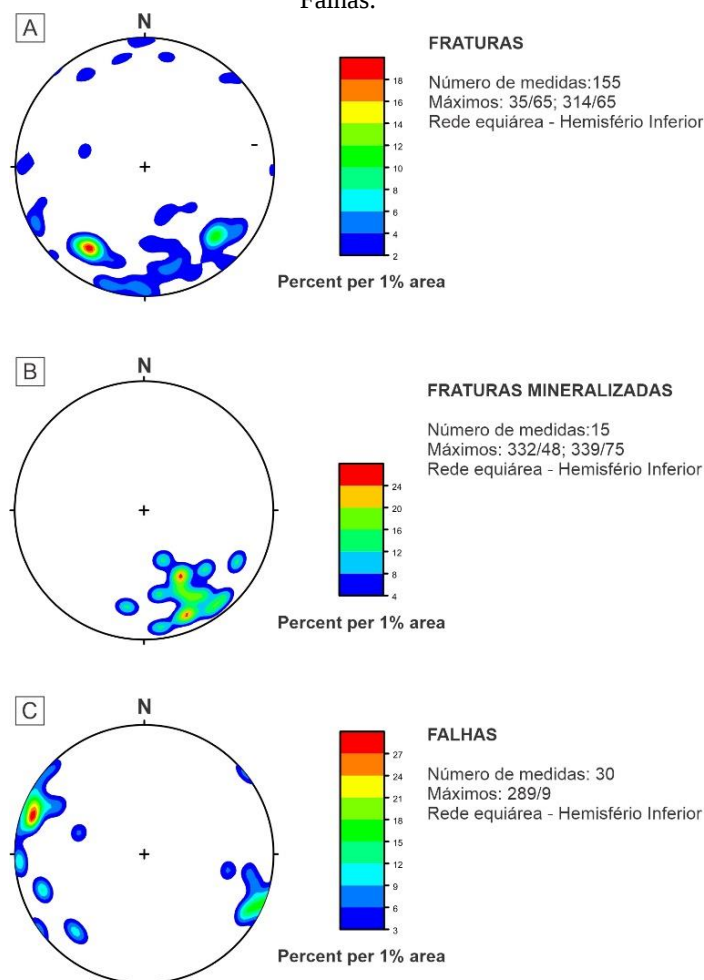
Fonte: Modificado de Lopes et al (2018) e Toniolo et al. (2007).

Segundo Hartmann et al. (2000), faixas lineares e alongadas na direção NE-SW estruturam o embasamento cristalino da região. A deposição das unidades da bacia pode ter sido condicionada a isso visto o intenso controle tectônico registrado na estratigrafia, associado tanto às fases deformacionais quanto às reativações das estruturas do embasamento. Além disso, os lineamentos NW-SE podem estar vinculados a estruturas dúcteis e rúpteis formadas durante a primeira fase de deformação que afetou as rochas do embasamento cristalino.

O levantamento estrutural local foi focado na identificação de fraturas e falhas, relacionadas ou não com os indícios de mineralização. As medidas foram processadas no *software* StereoNet e foram gerados, como produtos, os estereogramas.

Os dados estruturais deste estudo são semelhantes às informações obtidas em trabalhos prévios, com direção média de N44E/65NW (Figura 33A), referente à família de fraturas de maior representatividade da localidade. Ademais, outro máximo foi determinado com atitude média de N55W/65NE, que confere uma segunda família de fraturas de menor magnitude.

Figura 33 – Estereogramas de medidas realizadas na Mina Barita. A. Fraturas; B. Fraturas mineralizadas; C. Falhas.

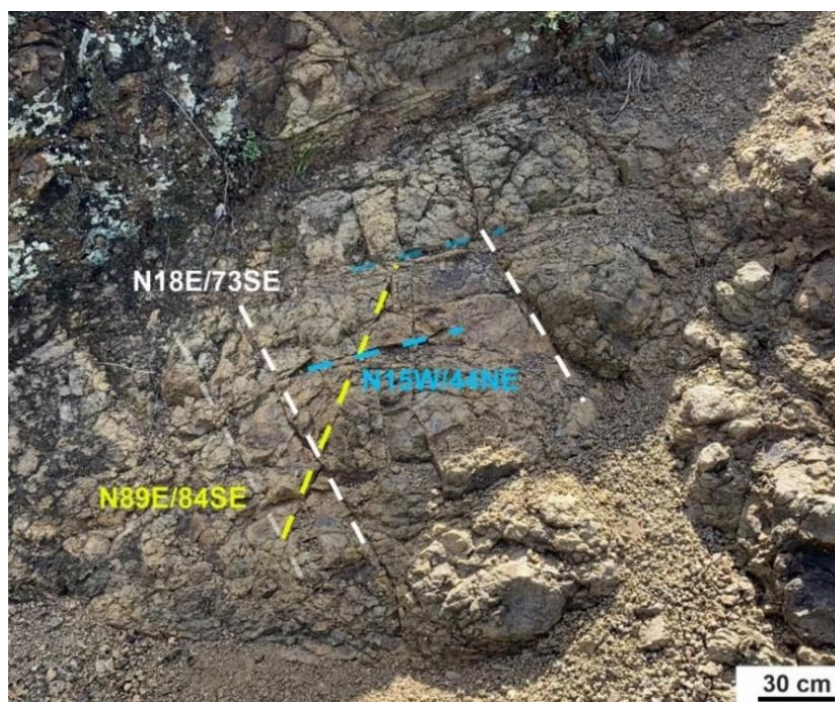


Fonte: autoria própria (2024).

A Formação Hilário apresenta acamamento com direção preferencial de N20E/15SE e os lápili tufo N70E/30NW. As fraturas e falhas mineralizadas correspondem a veios com espessura de 0,1 a 1 cm retas a irregulares com direções NE-SW e NNE-SSW e mergulho alto (LOPES et al., 2018), fato este que é ratificado com as medidas realizadas no presente trabalho com fraturas mineralizadas com atitude média de N62E/48NW e N69E/75NW (Figura 33B). As falhas presentes na Mina Barita possuem atitude média N19E/9NW, as quais mantêm as características do *trend* estrutural regional pela orientação geral NE-SW (Figura 33C).

A figura 34 corresponde a um afloramento de lapili tufo da Formação Hilário na Mina Barita, com destaque para o padrão de fraturamento local, com direções e mergulhos correspondentes.

Figura 34 - Padrão de fraturamento local, com direções e mergulhos correspondentes.



Fonte: autoria própria (2024).

8.3 Eletorresistividade e Polarização Induzida

Neste tópico serão descritos os modelos de inversão para os parâmetros físicos resistividade e cargabilidade. Os dados de tomografia elétrica são apresentados em seções 2D segundo a distância e profundidade, em escala logarítmica única de cores e valores conforme os parâmetros físicos analisados, a fim de possibilitar análises comparativas entre as linhas.

Quanto à resistividade, os dados processados revelam um intervalo de variação de valores entre 10Ω.m e 20.000Ω.m (Figura 35). Para melhor visualização, as cores quentes

representam valores altos e cores frias correspondem a valores baixos dos parâmetros físicos supracitados. De modo geral, os modelos de inversão para resistividade apresentam grandes zonas de alta resistividade, com exceção das linhas 4 e 6, principalmente no centro da seção. A linha 3 apresenta um modo de ocorrência para anomalia diferente, em porções dispersas e menor intensidade.

Quanto à cargabilidade, os dados processados, por sua vez, apresentam um intervalo entre 0.5mV/V e 5mV/V, em que cores quentes revelam zonas de alta cargabilidade e cores frias zonas com baixa cargabilidade (Figura 36). De maneira geral, todos os modelos de inversão apresentam anomalias de alta cargabilidade. No entanto, ocorrem de formas diferentes, a linha 2 apresenta a maior anomalia de cargabilidade, que praticamente ocupa toda a seção e possui valores significativamente elevados. As linhas 1 e 2 exibem as zonas de alta cargabilidade em proporção intermediária e distantes da superfície. Por sua vez, as linhas 4 e 5 possuem anomalias pontuais profundas e a linha 6 apresenta uma anomalia de proporção intermediária próxima à superfície.

As seções 2D foram analisadas a partir de critérios geológicos, estruturais e metalogenéticos, aliados aos indícios de mineralização reconhecidos na região. As zonas com altos valores de resistividade, $>2280\Omega.m$, podem ser relacionadas a intervalos silicificados produzidos durante a formação do depósito (MOREIRA et al., 2018; CÔRTEZ et al., 2019). Os valores médios de resistividade, entre $>87\Omega.m$ e $<260\Omega.m$ indicam rocha saturada em água. Zonas com resistividade muito baixa, $<87\Omega.m$, revelam áreas saturadas em água, ou seja, intervalos aquíferos (MOREIRA et al., 2018; CÔRTEZ et al., 2019).

Para o caso da cargabilidade, intervalos $>2.59mV/V$ indicam áreas com acúmulo de minerais metálicos sulfetados como calcopirita, calcocita e bornita lavrados nas minas desativadas, possivelmente disseminados em intervalos fraturados (MOREIRA et al., 2018; CÔRTEZ et al., 2019). Por outro lado, as zonas com baixa cargabilidade, $<2.59mV/V$, representam o material estéril com ausência de mineralização.

A seguir, cada linha será descrita segundo os dois parâmetros físicos analisados.

A linha 1, localizada a norte da área, apresenta resultados bastante contrastados segundo o parâmetro da resistividade, evidenciado por uma zona central entre 160m e 290m, da superfície até $\pm 90m$ de profundidade e uma zona menos expressiva de 340m a 380m, no final da seção de aquisição, ambas caracterizadas por alta resistividade ($>2280\Omega.m$). A seção de cargabilidade apresenta uma anomalia positiva ($>2.59mV/V$) entre 80m e 255m, a partir de 30m de profundidade até 85m.

A linha 2, disposta a 50m de distância da linha supracitada, apresenta 3 pontuais zonas caracterizadas por alta resistividade ($>2280\Omega.m$): a primeira é disforme e ocorre entre cerca de 80m e 115m, da superfície até 55m; a segunda ocorre entre 210m e 240m, a partir de 75m até a profundidade de 85m; a terceira anomalia positiva ocorre próxima ao final da aquisição entre 295m e 350m, a partir de aproximadamente 30m até a profundidade de 55m. A seção de cargabilidade apresenta uma extensa anomalia positiva ($>2.59mV/V$) entre 70m e 385m, da superfície até 85m com pontual ocorrência de uma zona de menor cargabilidade entre 160m e 275m, da superfície até 40m.

A linha 3, locada a 100m da linha supracitada, é caracterizada por alto contraste nos parâmetros de resistividade. Ocorrem 2 anomalias positivas ($>2280\Omega.m$) disformes: a primeira entre 190m e 300m, da superfície até 90m de profundidade, com aumento da largura a partir de 65m em direção ao início da linha de aquisição; a segunda anomalia ocorre entre 330m e 385m, da superfície até 40m. A seção de cargabilidade apresenta anomalia positiva ($>2.59mV/V$) entre 225m e 315m, a partir de 40m até a profundidade de 90m.

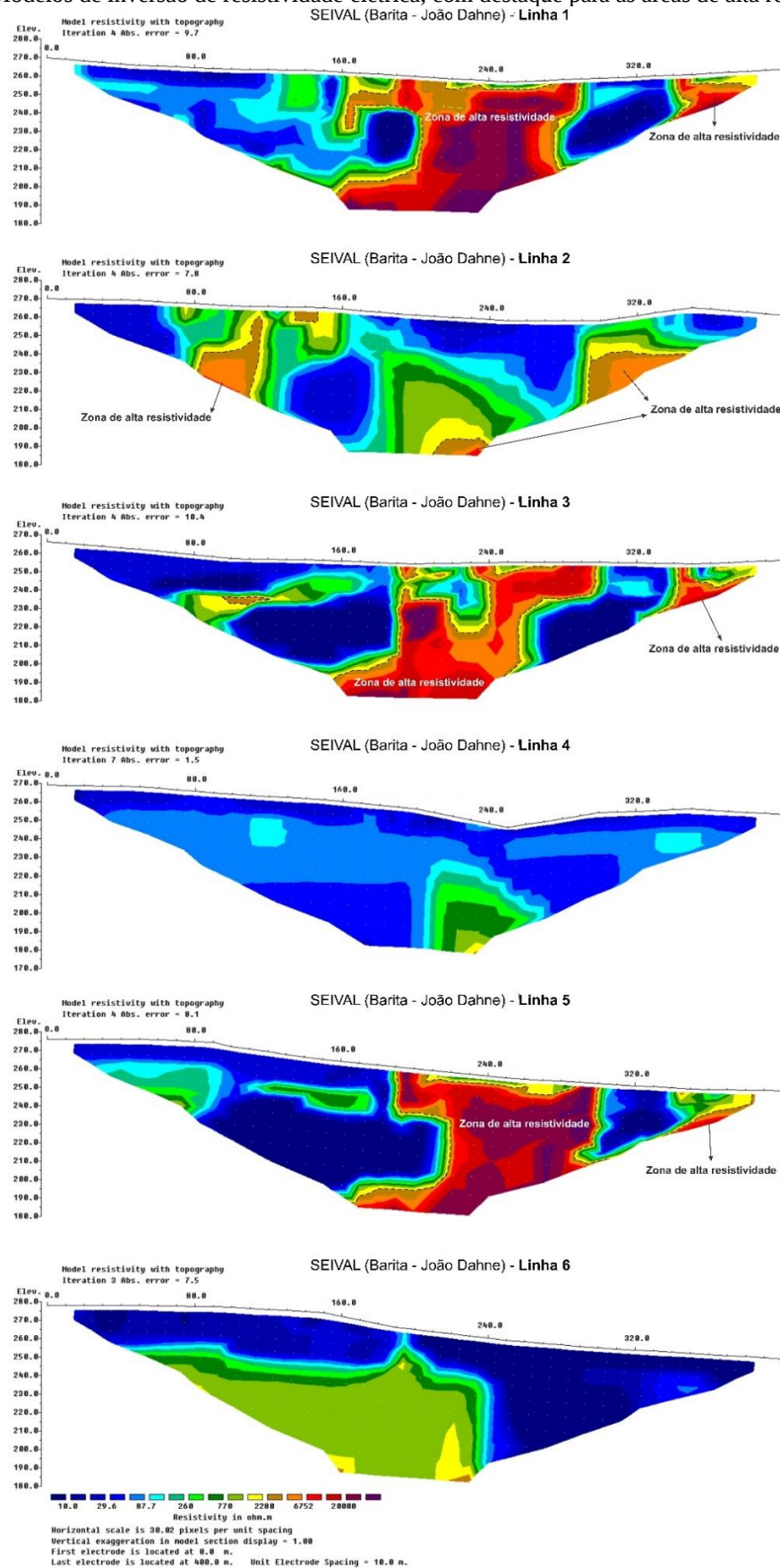
A linha 4, disposta a 100m da linha supracitada, é caracterizada por resistividade baixa a média. A seção de cargabilidade apresenta pontualmente uma anomalia positiva ($>2.59mV/V$) entre 160m e 180m, a partir de 80m até 90m de profundidade.

A linha 5, situada a 100m da linha supracitada, possui alto contraste no parâmetro físico da resistividade. Ocorre uma ampla zona de alta resistividade ($>2280\Omega.m$) disforme entre 190m e 300m, da superfície até 90m de profundidade, que aumenta em largura na base da anomalia, a partir de 70m. A seção de cargabilidade apresenta uma zona de alta cargabilidade pontual ($>2.59mV/V$) entre 110m e 150m, a partir de 50m até 75m.

A linha 6 ocorre a 50m da linha supracitada e possui anomalias de baixa a média resistividade. Muito pontualmente aparecem duas anomalias de alta resistividade ($>2280\Omega.m$) a partir de 80m até a profundidade máxima de 90m. A seção de cargabilidade mostra uma anomalia positiva ($>2.59mV/V$) entre 50m e 145m, da superfície até 50m de profundidade.

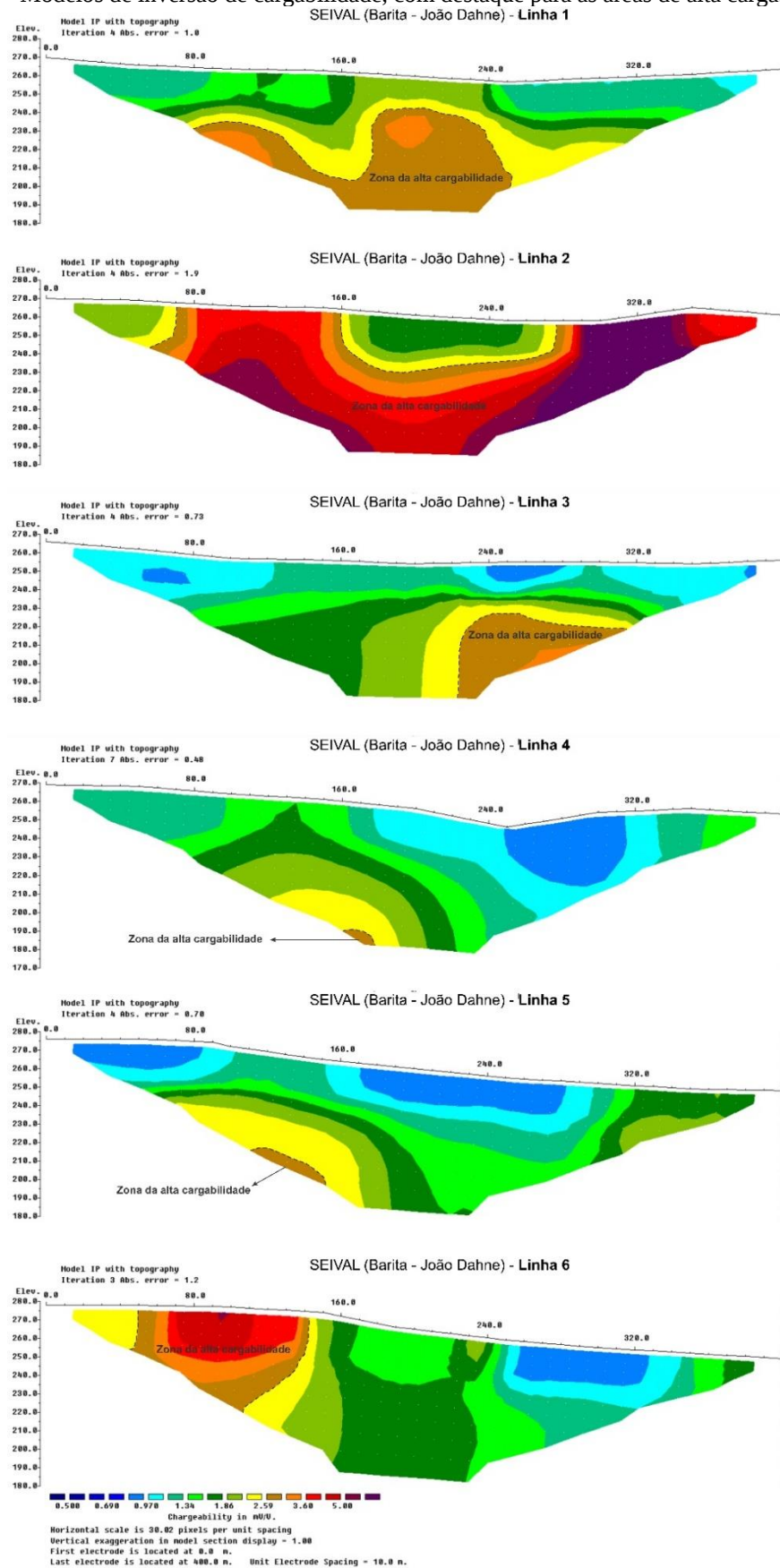
Com base nos parâmetros estabelecidos, considerados os critérios de controle de qualidade dos dados como a verificação de repetibilidade das medidas (RS check), é possível realizar uma análise integrada a fim de correlacionar duas formas recorrentes interessantes ao contexto do trabalho. A primeira faz alusão às anomalias de alta cargabilidade ($>2.59mV/V$) somadas à alta resistividade ($>2280\Omega.m$), enquanto a segunda diz respeito às anomalias de alta cargabilidade ($>2.59mV/V$) somadas à baixa resistividade ($<2280\Omega.m$).

Figura 35 - Modelos de inversão de resistividade elétrica, com destaque para as áreas de alta resistividade.



Fonte: autoria própria (2024).

Figura 36 - Modelos de inversão de cargabilidade, com destaque para as áreas de alta cargabilidade.



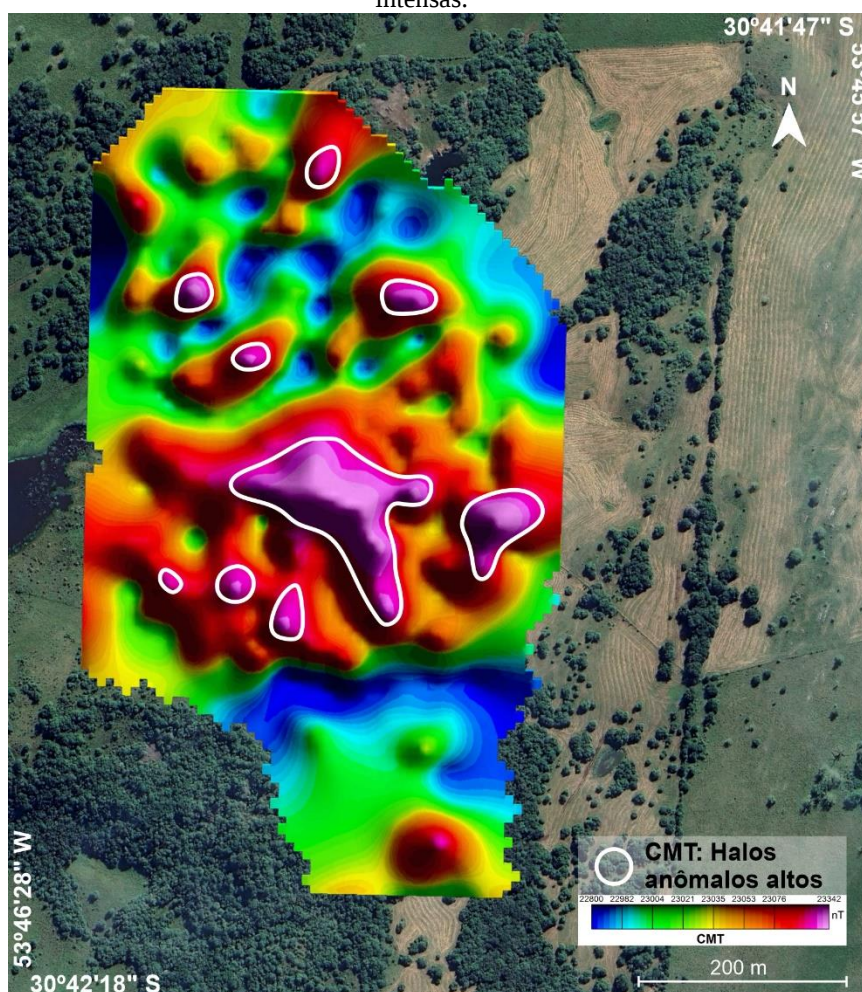
Fonte: autoria própria (2024).

8.4 Magnetometria

A partir do levantamento magnetométrico e do processamento de dados, foram gerados três mapas sobrepostos a uma imagem de satélite da área de estudo, em escala de cores RGB, onde as cores frias representam valores baixos e as cores quentes representam valores altos.

O mapa de Intensidade Magnética Total (CMT) representa os dados de intensidade magnética em nanoteslas (nT), com valores que variam entre 22800 e 23342nT (Figura 37). São identificados 8 domínios magnéticos distintos, indicativos de anomalias intensamente magnéticas, destacadas em branco. O mapa evidencia o padrão e a geometria dessas anomalias magnéticas, caracterizadas por respostas dipolares, com lobos positivos e negativos, cuja forma e posição são controladas pela direção do campo geomagnético, porém não representam, necessariamente, a geometria real nem a posição exata das fontes causadoras.

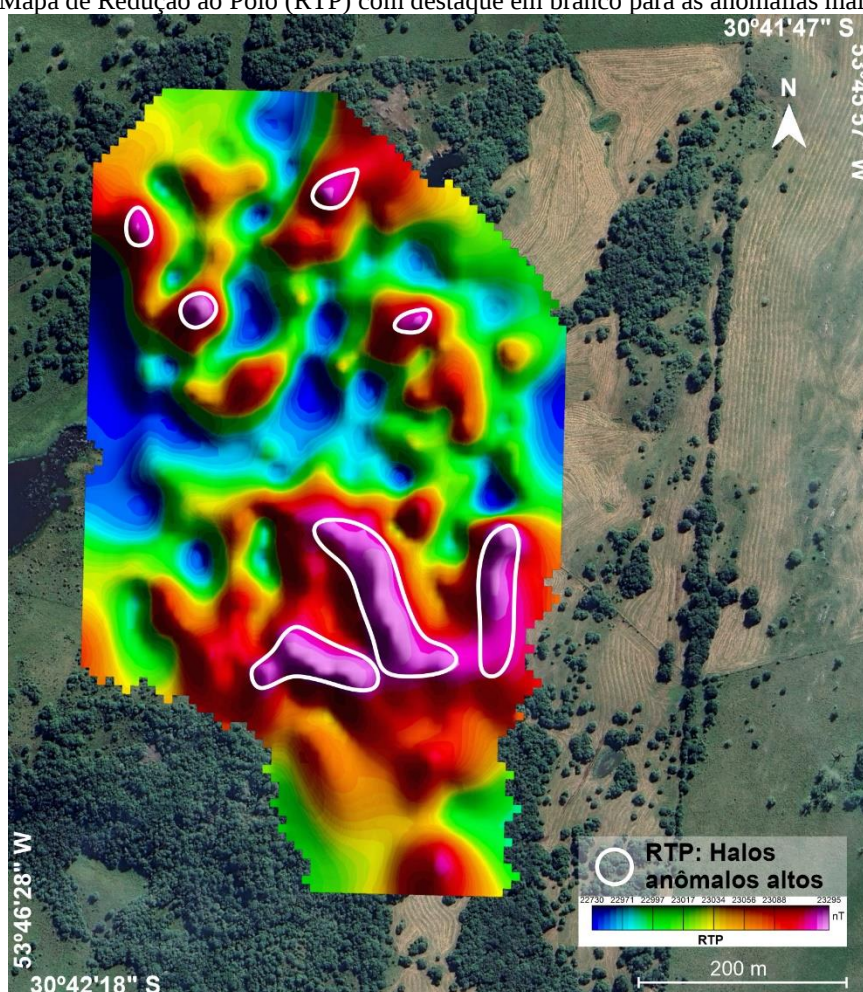
Figura 37 – Mapa de Intensidade Magnética Total (CMT) com destaque em branco para as anomalias mais intensas.



Fonte: autoria própria (2025).

O mapa de Redução ao Polo (RTP) apresenta valores em nanoteslas, variando entre 22730 e 23295 nT (Figura 38). O produto foi obtido por meio da aplicação do operador de redução ao polo no domínio da frequência, a partir da transformada rápida de Fourier (FFT). Esse procedimento tem por objetivo reposicionar lateralmente as anomalias magnéticas, de modo a situá-las aproximadamente sobre suas respectivas fontes, além de reduzir a assimetria dipolar das respostas, tornando-as mais simétricas. A aplicação da RTP facilita a interpretação da geometria e da posição relativa das fontes magnéticas, sendo identificadas sete anomalias de maior amplitude no conjunto de dados.

Figura 38 – Mapa de Redução ao Polo (RTP) com destaque em branco para as anomalias mais intensas.

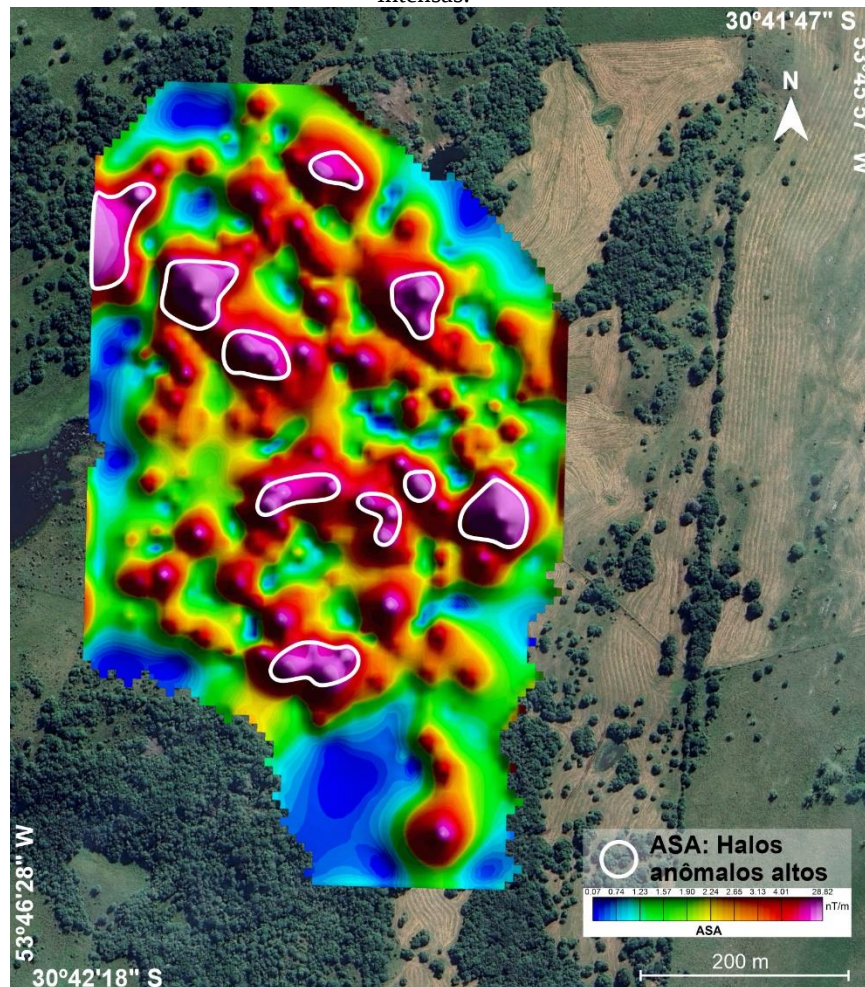


Fonte: autoria própria (2025).

O mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) expressa valores em nanoteslas por metro, com resultados entre 0,07 e 28,82 nT/m (Figura 39). Esse atributo é amplamente empregado para realçar bordas e contatos das fontes magnéticas, uma vez que sua resposta apresenta máximos aproximadamente sobre os limites dos corpos, pouco dependente da direção

de magnetização. A partir da análise do mapa, foram identificadas dez anomalias magnéticas de maior amplitude, destacadas em branco.

Figura 39 – Mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) com destaque em branco para as anomalias mais intensas.

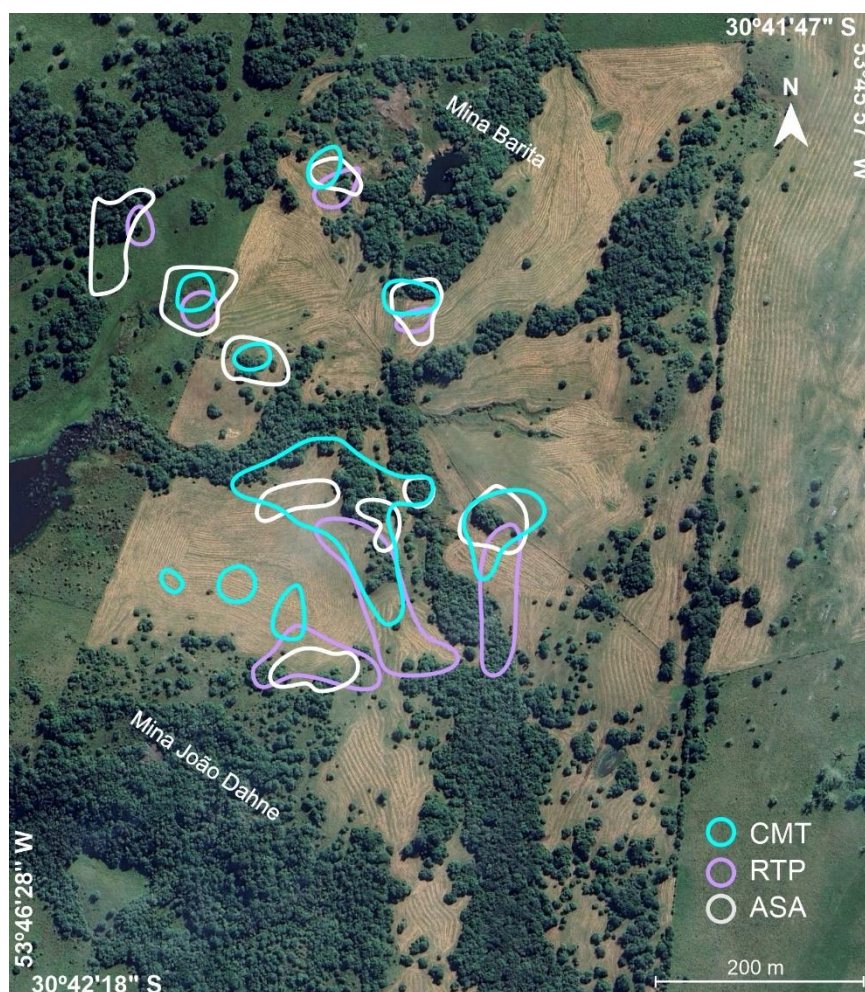


Fonte: autoria própria (2025).

A integração dos mapas de Intensidade Magnética Total, Redução ao Polo e Amplitude do Sinal Analítico permite uma interpretação mais robusta das feições magnéticas, uma vez que cada produto realça atributos distintos do mesmo conjunto de dados (Figura 40). Enquanto o mapa de CMT evidencia a distribuição espacial do campo magnético observado, controlada pelo contraste de magnetização das fontes, o mapa de RTP promove o reposicionamento lateral das anomalias e a ASA, por sua vez, realça preferencialmente os limites e contatos das fontes magnéticas. Dessa forma, a coincidência espacial das anomalias nos três produtos indica, com elevado grau de confiabilidade, a presença de fontes magnéticas reais e bem resolvidas, de modo a reduzir ambiguidades associadas à assimetria das anomalias e aos efeitos do campo geomagnético. Além disso, a sobreposição dos máximos do RTP com os realces de borda

fornecidos pela ASA permite refinar a localização horizontal das fontes e a delimitação de seus contornos, o que constitui um critério consistente para a definição de alvos geofísicos a partir de dados magnéticos, conforme discutido por Richard J. Blakely (1996) e por Misac N. Nabighian et al. (2005).

Figura 40 – Mapa integrado com halos anômalos intensos de CMT, RTP e ASA destacados em azul, roxo e branco, respectivamente.



Fonte: autoria própria (2025).

8.5 Integração de dados

A integração dos dados na área aponta duas formas de ocorrência para mineralização de cobre em subsuperfície. A primeira faz alusão às anomalias de alta cargabilidade somadas à alta resistividade, característica de mineralização condicionada à estruturação local associada à silicificação, possivelmente hospedada em brechas ou veios, ocorrente nas linhas 1, 2 e 3. As zonas silicificadas podem ser definidas como áreas caracterizadas por alta resistividade ($>2280\Omega.m$) diante do aumento da resistência à passagem de corrente elétrica nesse material.

Esse processo é resultado da precipitação de sílica a partir da interação fluido hidrotermal com rocha, que gera a substituição de minerais e preenchimento de vazios por quartzo (LOPES et al., 2018).

Essa zona mineralizada caracterizada por alta cargabilidade e alta resistividade, associada à silicificação, ocorre na linha 1 entre 200m e 255m, de 30 a 85m de profundidade. Na linha 2 todas as zonas de alta resistividade coincidem com a zona de alta cargabilidade, de modo que as áreas classificadas como muito resistivas funcionam como a delimitação do contorno da zona mineralizada silicificada. Por último, na linha 3, essa mineralização ocorre entre 225m e 260m, a partir de 40m até 90m de profundidade.

A segunda forma de ocorrência mineral diz respeito às anomalias de alta cargabilidade somadas à baixa resistividade, indicativa de mineralização estruturalmente controlada associada à processos metassomáticos de argilização/propilitização, identificada nas linhas 1, 3, 4, 5 e 6. A zona de argilização/propilitização é uma faixa periférica aos depósitos de sulfetos hidrotermais e contém carbonatos de cobre, além de concentrações de clorita e sericita (MOREIRA et al., 2018). Esses processos envolvem alteração mineralógica como resultado da interação de fluidos com a rocha e propicia a concentração de metais, como o cobre, especialmente no sistema hidrotermal (PIRAJNO, 2009). Dessa forma, são geradas zonas de baixa resistividade visto a capacidade de absorção de água na estrutura cristalina e íons nos minerais secundários. Isso favorece a condutividade elétrica da rocha e, portanto, implica na diminuição da resistividade (PIRAJNO, 2009; LOPES et al., 2018).

A zona mineralizada caracterizada por alta cargabilidade e baixa resistividade, associada à argilização/propilitização, ocorre na linha 1 entre 80m e 195m, a partir de 25m até 75m de profundidade. Na linha 3 aparece entre 260m e 315m, a partir de 40m até 75m de profundidade. Na linha 4 ocorre uma interceptação pontual dos parâmetros físicos estabelecidos na delimitação da anomalia positiva de cargabilidade, ou seja, entre 160m e 180m, a partir de 80m até 90m de profundidade. A linha 5 é semelhante à linha 4, com pontual ocorrência da mineralização entre 110m e 150m, a partir de 50m até 75m de profundidade. Por último, na linha 6, a mineralização ocorre entre 50m e 145m, da superfície até 50m de profundidade.

Com o objetivo de agregar a análise de dados e para fins comparativos dos parâmetros físicos, os modelos de visualização pseudo-3D foram gerados. Para isso, foi realizada uma interpolação lateral das seções de inversão 2D de todas as linhas de aquisição geofísica. Inicialmente, mapas para as profundidades de 10m, 20m, 30m, 40m, 50m, 60m, 70m e 80m de resistividade e cargabilidade foram produzidos (Figuras 41, 42, 43 e 44). Para fins elucidativos, são apresentados os mapas para os níveis 30m e 80m de resistividade e cargabilidade, com os

traçados que marcam a orientação das mineralizações, em parte relacionadas a processos de silicificação marcados por anomalias de alta cargabilidade + alta resistividade e em parte relacionadas a argilização/propilitização com zonas interpoladas entre os parâmetros alta cargabilidade + baixa resistividade (Figura 45).

Os mapas de profundidade revelam zonas que podem ser relacionadas a mineralizações predominantemente a partir de 30m de profundidade, embora existam áreas próximas da superfície nas linhas 2 e pontualmente na linha 6. O depósito de cobre não apresenta indícios de mineralização em superfície e, portanto, configura um depósito não aflorante com anomalia contínua indicativa de um controle estrutural vertical com alto ângulo de mergulho.

Os mapas de cargabilidade enfatizam duas zonas distintas, ambas com anomalias positivas condizentes com o *trend* regional em que $\pm 18\%$ das estruturas correspondem ao quadrante NW, com direção N0-90°W (LOPES et al., 2018). A primeira anomalia positiva ocorre na porção superior com direção N60W e coincide com zonas de alta resistividade e, portanto, indica a porção mineralizada e silicificada do depósito. A segunda anomalia positiva de cargabilidade ocorre na porção sul dos mapas, com direção N10W em que parte intercepta anomalias de baixa resistividade, indicativas de zonas mineralizadas com argilização/propilitização e parte intercepta outra anomalia positiva de resistividade, condizente com processos de silicificação. Conforme a profundidade aumenta, ambas as anomalias tendem a uma aproximação, e sua continuidade em profundidade indica a possibilidade de uma tendência de conexão entre as minas desativadas nessa região não aflorante.

Figura 41 - Mapas de resistividade elétrica para as profundidades 10m, 20m, 30m e 40m.

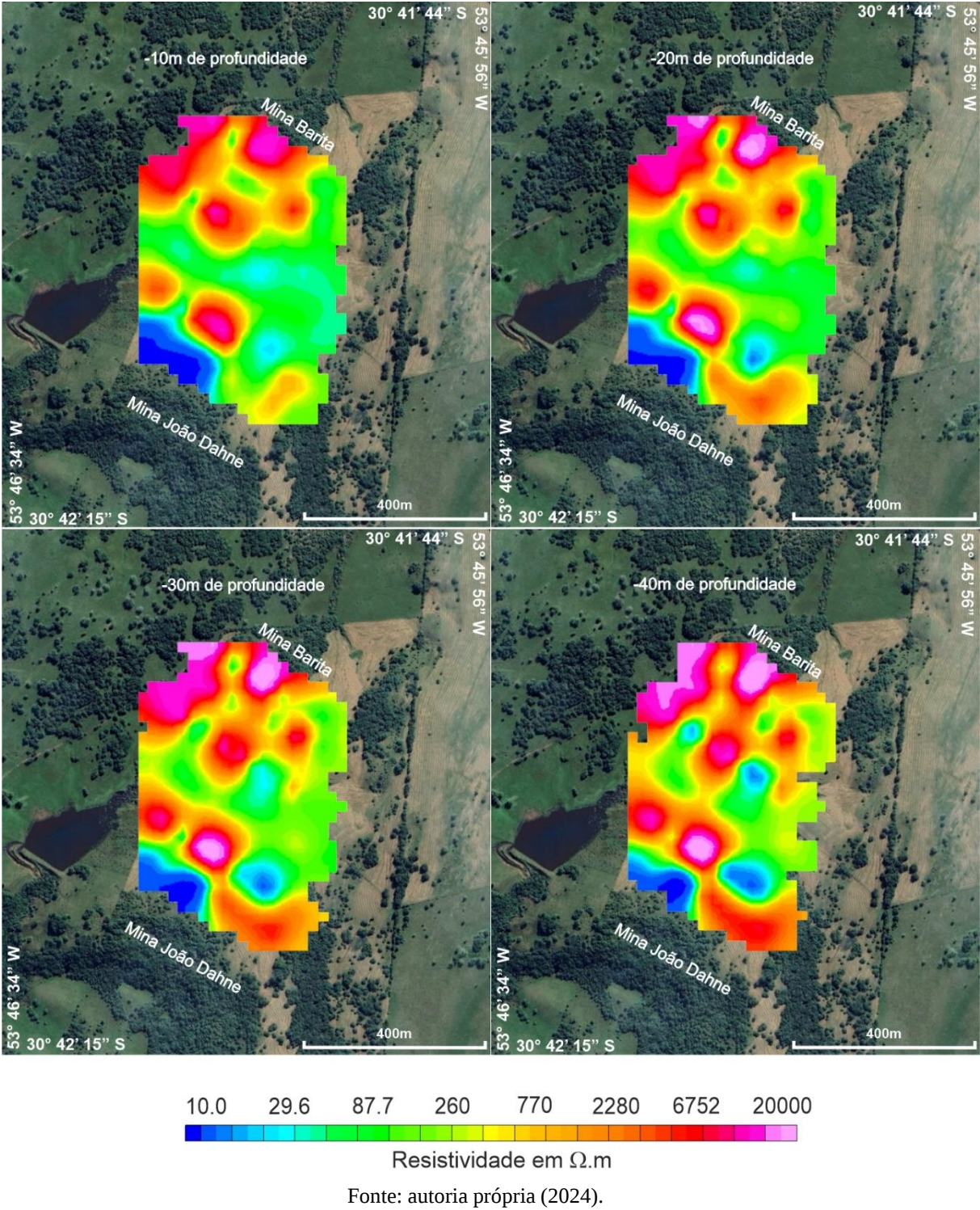


Figura 42 - Mapas de resistividade elétrica para as profundidades 50m, 60m, 70m e 80m.

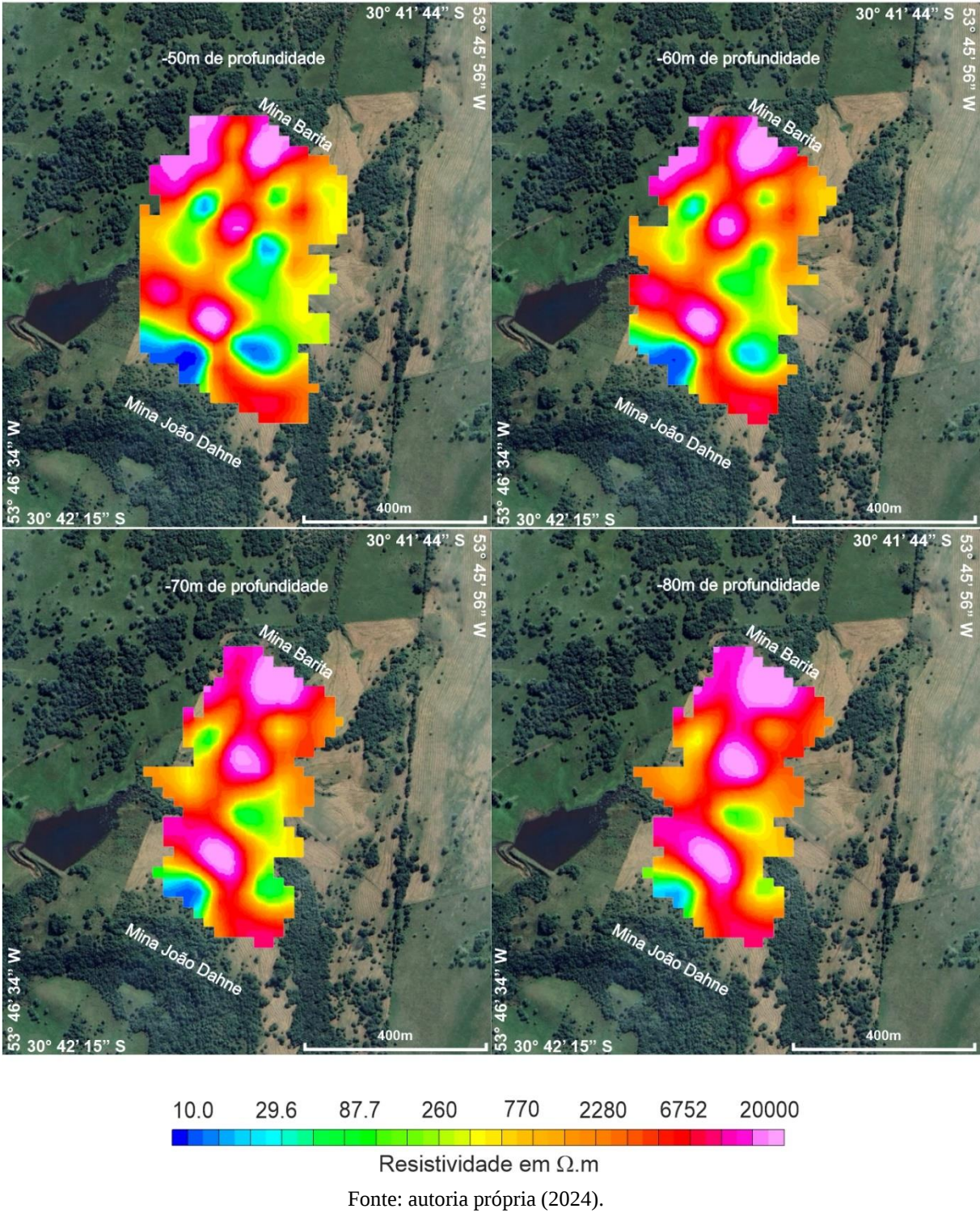


Figura 43 - Mapas de cargabilidade para as profundidades 10m, 20m, 30m e 40m.

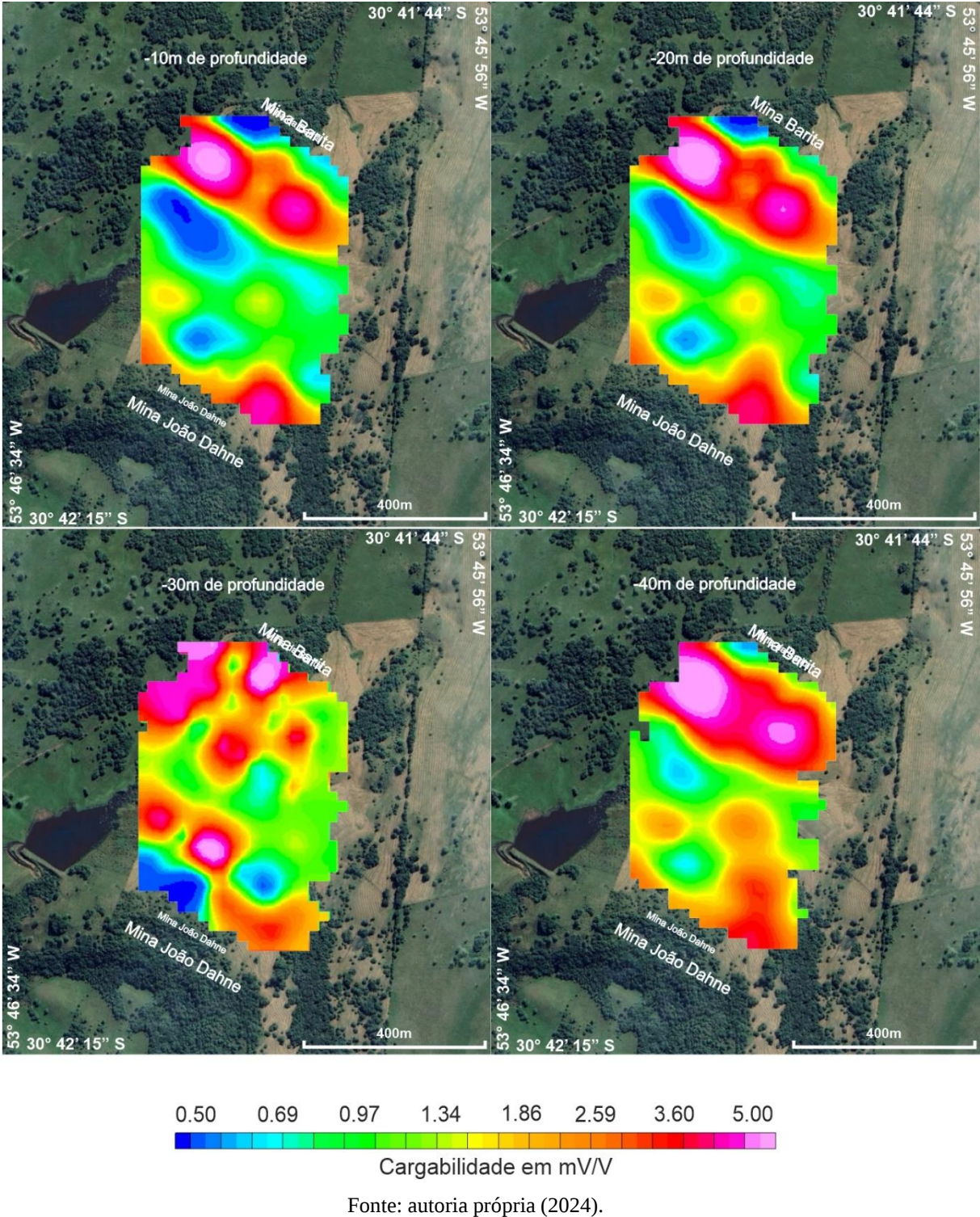


Figura 44 - Mapas de cargabilidade para as profundidades 50m, 60m, 70m e 80m.

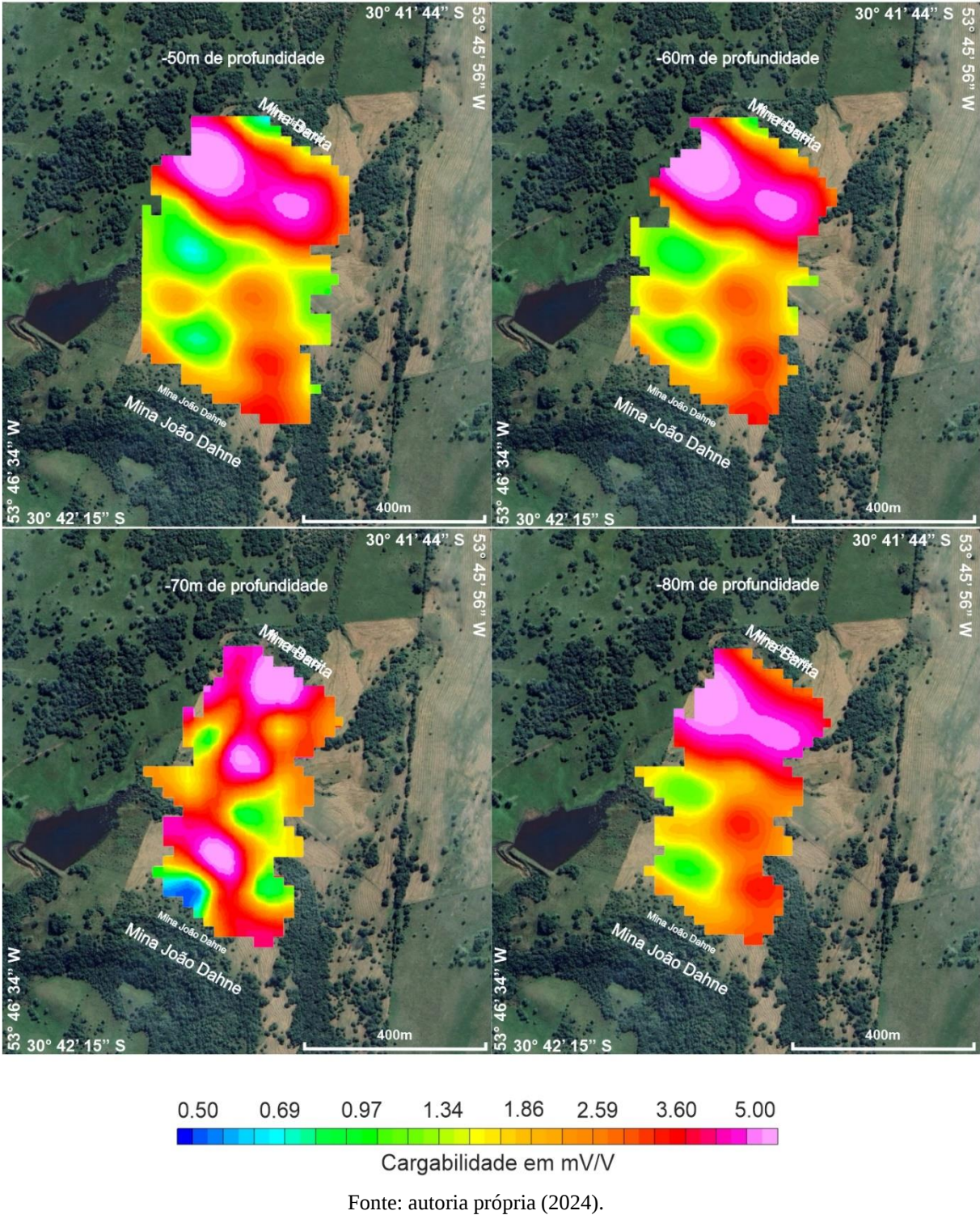
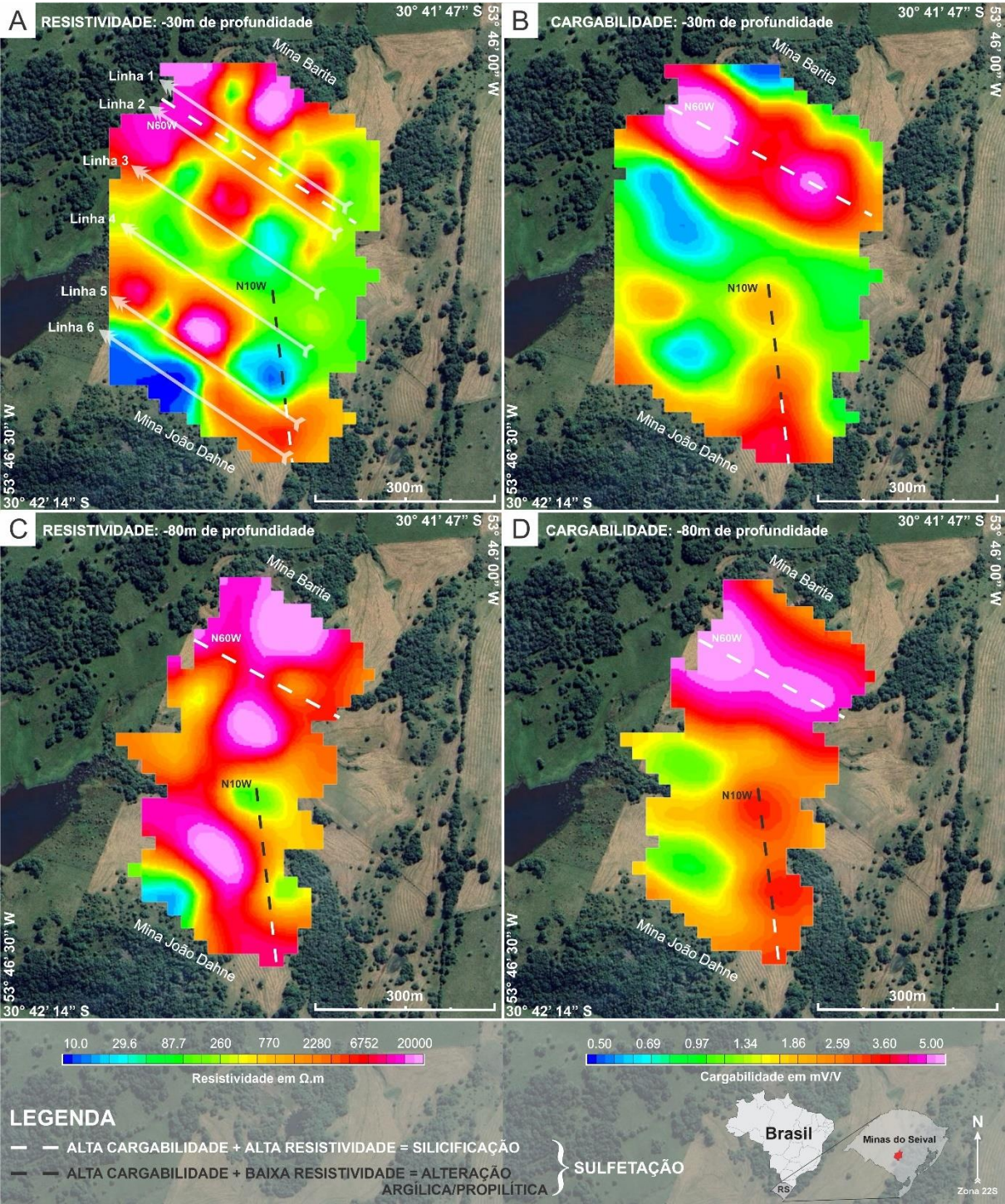


Figura 45 - Mapas para as profundidades de 30m e 80m com os traçados de orientação das mineralizações ocorrentes. A. Mapa de 30m de resistividade elétrica com linhas geofísicas realizadas; B. Mapa de 30m de cargabilidade; C. Mapa de 80m de resistividade elétrica; D. Mapa de 80m de cargabilidade.



Fonte: autoria própria (2024).

Geoquimicamente é possível distinguir as alterações hidrotermais de argilização e propilitização a partir de química mineral (LOPES et al., 2018). Porém, em parâmetros geofísicos, não é possível a distinção entre essas alterações visto que ambas possuem uma assinatura de baixa resistividade. Portanto, neste trabalho, ambas são enquadradas na mesma faixa de resistividade, sem a possibilidade de diferenciação.

Em um sistema hidrotermal, o padrão de falhas regionais possibilita a passagem do fluido enriquecido em metais e, associado à existência de um sistema poroso, a configuração morfológica do depósito e suas formas de ocorrência se apresentam complexas (PIRAJNO, 2009). O ambiente geológico propiciou a combinação de processos metassomáticos que afetam a composição mineral do depósito e geram efeitos opostos em relação ao parâmetro físico da resistividade (MOREIRA et al., 2018; CÔRTEZ et al., 2019).

A caracterização de alterações hidrotermais é possibilitada pela análise de assembleias minerais (SEEDORFF et al., 2005; SILLITOE, 2010). A silicificação implica na precipitação de sílica, de forma a aumentar a resistência à passagem de corrente elétrica na rocha (DENTITH, 2014). O processo ocorre comumente em brechas ou veios em maiores profundidades e maior temperatura, comum em rochas porosas, como os lapili tufos presentes nas Minas do Seival (LOPES et al., 2018; FONTANA et al., 2017).

Para a região das Minas do Seival houve a caracterização de zonas hidrotermais em alterações propilítica e argílica, a partir de estudos geoquímicos (LOPES et al., 2014; LOPES et al., 2018). A alteração argílica envolve a percolação de fluidos ricos em íons de forma a substituir minerais primários por minerais argilosos com maior nível de absorção de água e, portanto, imprime um caráter menos resistivo. Nas Minas do Seival, essa alteração é baseada em concentrações de esmectita e quartzo (LOPES et al., 2014; FONTANA et al., 2017). Os sulfetos de Fe e Cu ocorrem no espaço intergranular ou misturados com argilominerais (FONTANA et al., 2017). Comumente, essa alteração hidrotermal se localiza nas zonas mais superficiais do depósito, expostas ao intemperismo (DENTITH, 2014).

A alteração propilítica ocorre frequentemente em condições de baixa a moderada temperatura, caracterizada pela formação de uma série de minerais secundários através da interação rocha e percolação de fluido hidrotermal com enriquecimento de Cu nas Minas do Seival (LOPES et al., 2018). Nessa alteração hidrotermal ocorre a formação de clorita (cloritização) com assembleia mineral de hematita, titanita, calcita, barita e quartzo, associados à pirita, calcopirita e bornita (LOPES et al., 2018). Os minerais clorita e a associação de clorita/esmectita junto à sulfetos são característicos de depósitos hidrotermais (SEEDORFF et al., 2005; SILLITOE, 2010; BARNES, 1979). Esses minerais foram relacionados a percolação

de fluidos compostos por água meteórica ou salmoura (LOPES et al., 2018). Ademais, as zonas cloritizadas enfatizam áreas enriquecidas em Cu com percolação de fluido hidrotermal em falhas, diques e nos lapili tufos que possuem porosidade intrínseca (LOPES et al., 2018).

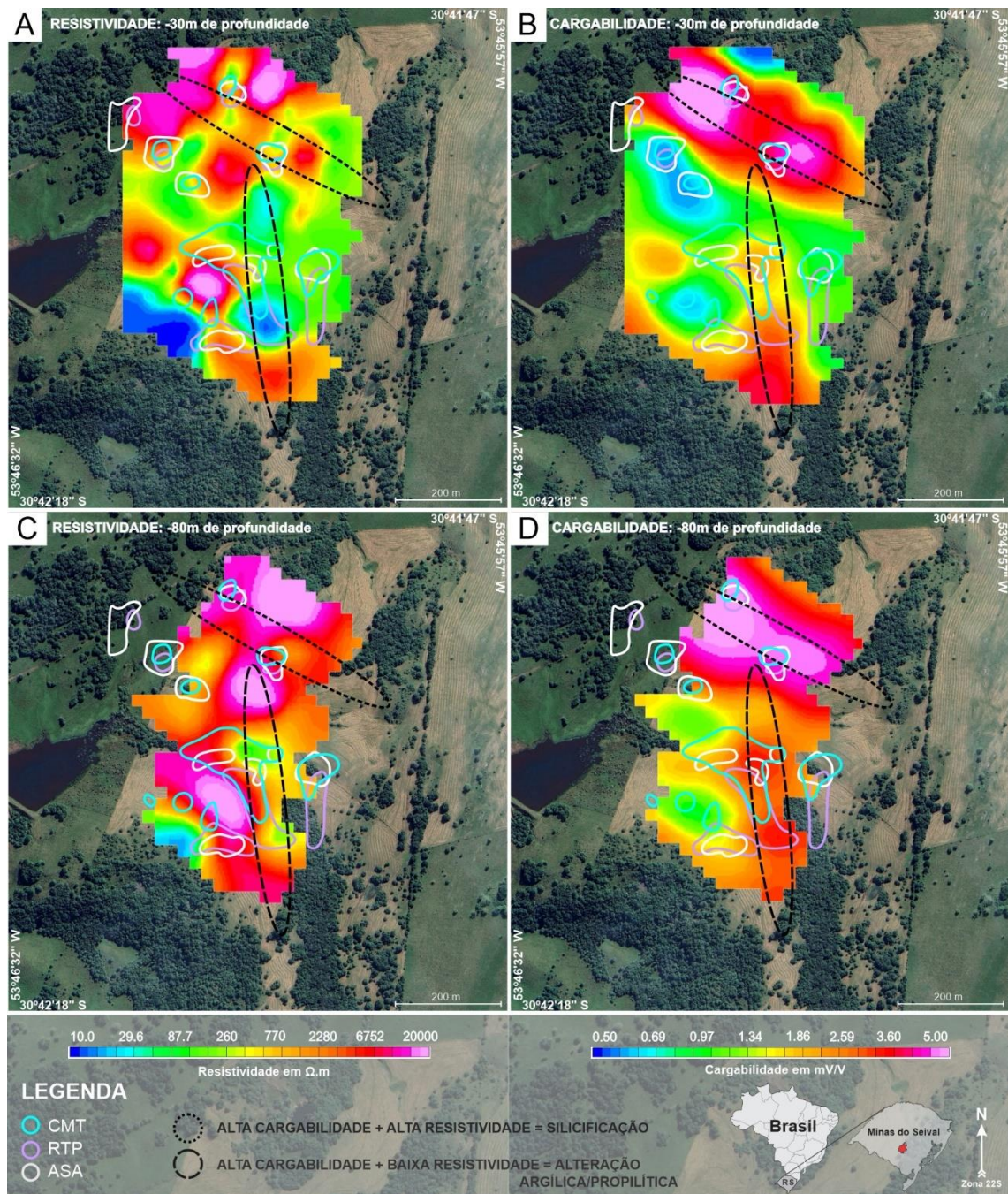
Na alteração propilítica também ocorre a formação de albita (albitização) com a mudança de andesina e labradorita para albita com fluido hidrotermal magmático rico em Na, de caráter neutro a levemente ácido. Segundo Lopes et. al (2018), a partir de uma modelagem termodinâmica, a albitização tardia com temperatura $<350^{\circ}\text{C}$ foi associada à formação de pirita primária e calcopirita e a cloritização com temperatura entre 120 e 312°C , envolveu a geração de bornita e calcocita. Portanto, foi concluído que a associação petrográfica de albita e clorita com a sulfetação e mineralização de Cu sugere que os processos de albitização e cloritização estruturalmente controlados, podem funcionar como um guia prospectivo.

Definidos os sistemas mineralizantes, a integração dos mapas de profundidade somados aos intervalos de valores mais elevados dos parâmetros magnetométricos nos três produtos (CMT, RTP e ASA), possibilitou a determinação de qual sistema mineralizante é o provável responsável por hospedar a mineralização (Figura 46).

A sobreposição dos parâmetros analisados revelou uma correlação espacial mais forte em regiões caracterizadas por baixa resistividade e alta cargabilidade. Esse padrão é consistente com o segundo sistema mineralizante, associado a zonas de alteração argílica/propilítica. Dessa forma, os indicadores apontam para a presença de concentrações de sulfetos nessas áreas, embora com menor propensão nas zonas silicificadas, onde as anomalias magnéticas indicativas da presença de metais são, essencialmente, ausentes.

A coincidência espacial entre os altos valores magnetométricos associada a zonas de alta cargabilidade e baixa resistividade, constitui um critério geofísico robusto para a definição de alvos mineralizados. Essa convergência de respostas reduz significativamente a não unicidade da interpretação, ao integrar de forma consistente contrastes de magnetização com assinaturas elétricas compatíveis com a presença de sulfetos e com a geometria das estruturas que controlam a circulação de fluidos hidrotermais, reforçando a confiabilidade da delimitação dos principais domínios favoráveis à mineralização na área de estudo.

Figura 46 - Mapas nas profundidades de 30 m e 80 m, apresentando as áreas de maiores valores dos mapas de CMT, ASA e RTP, juntamente com a indicação dos sistemas mineralizantes. A. Mapa de resistividade a 30 m; B. Mapa de cargabilidade a 30 m; C. Mapa de resistividade a 80 m; D. Mapa de cargabilidade a 80 m.



Fonte: autoria própria (2025).

8.6 Correlação com trabalhos de geofísica aplicados à pesquisa mineral

Na região existem trabalhos prévios com uso integrado de Eletroresistividade e Polarização Induzida em ocorrências minerais distintas. Esses estudos evidenciam as duas assinaturas geofísicas reconhecidas no presente estudo. A comparação entre as assinaturas

obtidas no presente trabalho com a bibliografia forneceu embasamento técnico e científico para a discussão deste trabalho.

Côrtes et al. (2019), em área inserida no contexto geológico do ESG, identificaram corpos mineralizados que apresentam ambas as assinaturas geofísicas elencadas: na porção mais profunda ocorre a associação entre alta cargabilidade e baixa resistividade, enquanto na porção mais rasa ocorre a combinação de alta cargabilidade somada à alta resistividade. De modo semelhante, Moreira et al. (2018) e Moreira et al. (2020), reconheceram mineralizações a partir da associação entre alta cargabilidade e baixa resistividade, interpretadas, respectivamente, como depósitos disseminados e mineralizações estruturalmente controladas, como em juntas de fraturas verticais. Lenhare & Moreira (2020) relataram a ocorrência de mineralizações sulfetadas com controle estrutural, caracterizadas pela segunda assinatura geofísica avaliada, uma combinação de zonas de alta resistividade e alta cargabilidade.

Sob um cenário geológico distinto com investigação em uma área localizada em Camarões, Embeng et al. (2022) delimitaram corpos mineralizados marcados por alta cargabilidade associada à baixa resistividade, além de zonas silicificadas evidenciadas pela assinatura de alta resistividade. Embora a integração dos métodos geofísicos já tenha sido empregada com sucesso no reconhecimento de mineralização em contextos geológicos semelhantes e distintos, o presente estudo é inovador ao aplicar os métodos em uma área desprovida de qualquer indício de mineralização, o que configura um alvo não aflorante.

No que se refere especificamente à magnetometria, diversos trabalhos reforçam seu papel como método de apoio direto à delimitação de alvos minerais e de estruturas favoráveis à mineralização. Na região de São Sepé (RS), foram realizados estudos de magnetometria terrestre em áreas com indícios de sulfetos e ouro, que mostram que as anomalias magnéticas podem indicar zonas potencialmente mineralizadas mesmo em presença de interferências de solo magnético (PEREIRA, 2014). Na Faixa Piritosa Ibérica, realizaram levantamentos magnetométricos para investigação de sulfetos maciços e em cinturões mineralizados complexos (MATOS et al., 2020). Vallée et al. (2024) demonstraram, a partir de uma revisão de estudos de caso, que dados magnéticos são amplamente utilizados para mapear zonas mineralizadas e estruturas controladoras em diferentes tipos de depósitos, incluindo ouro, cobre e sulfetos polimetálicos.

Adicionalmente, estudos de caso mostram a magnetometria como ferramenta para definir a geometria de corpos mineralizados em profundidade. Na região de Pocheon, a interpretação de dados aeromagnéticos integrados a informações geológicas permitiu mapear a distribuição de minério de magnetita em subsuperfície, de modo a auxiliar diretamente na

definição de alvos para sondagem (HEO et al., 2025). De maneira semelhante, na área mineral de Sourk mineral area, a integração entre magnetometria e radiometria foi empregada para delimitar domínios litológicos favoráveis e possíveis zonas de mineralização de ferro, a partir da correspondência entre anomalias magnéticas e unidades geológicas (JAFARLOU et al., 2022).

9 CONCLUSÕES

A pesquisa mineral envolve alto risco intrínseco à atividade, devido às taxas de insucesso, ou seja, a aplicação de grandes recursos financeiros investidos sem a garantia de resultados economicamente e ambientalmente viáveis. Nesse contexto, a reavaliação de áreas reconhecidamente mineralizadas é uma estratégia notável para otimizar recursos e aumentar as chances de sucesso. Para isso, o uso de métodos geofísicos é recomendável devido ao seu custo reduzido e eficiência na delimitação de alvos de interesse para posteriores perfurações e amostragens, independentemente de exposições rochosas.

No presente estudo, a integração dos métodos de eletrorresistividade, polarização induzida e magnetometria permitiu caracterizar de forma consistente os sistemas hidrotermais mineralizados e suas relações estruturais. A partir dos modelos de inversão 2D e de visualização 3D foi possível analisar as associações entre os parâmetros físicos e interpretar duas formas de ocorrência de minério de Cu, parte relacionada a processos de silicificação, caracterizada por alta cargabilidade e alta resistividade e parte relacionada a argilização/propilitização, com alta cargabilidade somada à baixa resistividade, ambas controladas estruturalmente com orientação geral NW-SE.

A zona silicificada possui orientação predominante de N60W e, secundariamente, N10W, reconhecida nas linhas 1, 2 e 3. Essa feição é caracterizada por elevados valores de resistividade e cargabilidade, possivelmente relacionada à ocorrência em brechas ou veios, resultantes da percolação de fluidos hidrotermais sob condições de elevada temperatura e pressão. A zona de alteração argílica/propilítica possui orientação N10W, ocorrente nas linhas 1, 3, 4, 5 e 6, caracterizada por alta cargabilidade associada à baixa resistividade, comportamento esperado em ambientes hidrotermais nos quais a formação de minerais secundários e o aumento da capacidade de retenção de fluidos promovem redução dos valores de resistividade. Não é possibilitada a distinção entre essas alterações hidrotermais a partir da geofísica por ambas apresentarem a assinatura de baixa resistividade.

Os mapas de profundidade revelaram a orientação das mineralizações, ocorrentes predominantemente a partir de 30m de profundidade, embora ocorrências mais rasas tenham sido reconhecidas nas linhas 2 e pontualmente na linha 6. Com o aumento da profundidade, as anomalias tendem a convergir com continuidade vertical e possível conexão entre as áreas correspondentes às minas abandonadas. Esse comportamento indica a presença de um corpo mineralizado não aflorante, com controle estrutural marcante e elevado ângulo de mergulho.

A integração dos produtos magnetométricos — Intensidade Magnética Total, Redução ao Polo e Amplitude do Sinal Analítico — com os mapas em profundidade derivados da eletrorresistividade e da polarização induzida revelou uma correspondência espacial mais expressiva entre os realces magnéticos e as zonas caracterizadas por baixa resistividade e alta cargabilidade, de alteração argílica/propilítica. Essa associação indica que a magnetometria atua de forma complementar aos métodos elétricos na delimitação de estruturas e domínios favoráveis à mineralização, contribuindo para a redução de ambiguidades interpretativas e para o refinamento da localização dos alvos em subsuperfície. Por outro lado, é observada menor associação entre os realces magnéticos e as zonas dominadas por silicificação, sugerindo comportamento magnético distinto entre os diferentes domínios hidrotermais reconhecidos.

A análise estrutural realizada na Mina Barita apresenta a orientação de fraturas, fraturas mineralizadas e falhas condizentes com o *trend* regional de direção NE-SW e, subordinadamente, NW-SE. Apesar da família de fraturas NW-SE ser considerada secundária no contexto geológico regional, localmente, proporciona grande importância para as ocorrências minerais. Essa direção coincide com a direção de relaxamento do evento de dobramento regional, o que confere a hipótese de preenchimento de fraturas com posterior mineralização.

Existe um claro controle estrutural na área, seja por falhas, fraturas ou juntas de fraturas. A hipótese da ocorrência de juntas possibilitaria a ascensão do fluido hidrotermal e a mineralização em superfície, onde estão as minas Barita e João Dahne, na medida em que a região entre as minas, com ausência de indícios de mineralização, provavelmente indica uma área onde não há a interceptação de estruturas e a conseguinte possibilidade de fluido hidrotermal ascender e aflorar.

Dessa forma, a integração entre magnetometria, eletrorresistividade e polarização induzida adotada no presente trabalho encontra respaldo direto nas práticas atuais de exploração mineral. A coincidência espacial entre as principais anomalias identificadas nos diferentes métodos evidencia o caráter complementar dessas técnicas, o que permite a definição mais consistente de domínios hidrotermais favoráveis e a delimitação de alvos não aflorantes associados à mineralização de cobre, com redução das ambiguidades inerentes à interpretação baseada em um único método geofísico.

Além disso, a eventual confirmação de volumes e teores por meio de amostragem direta poderá justificar a retomada das pesquisas na área, sendo recomendada, previamente, a realização de levantamentos geofísicos em escala semi-regional voltados à prospecção de novos alvos não aflorantes.

O contexto econômico atual é favorável à exploração de cobre, com perspectivas de manutenção ou valorização da *commodity*, impulsionadas pelo aumento da demanda global associada à crescente transição energética e ao avanço tecnológico. Nesse cenário, a reavaliação de alvos é uma estratégia promissora e o emprego da geofísica é eficaz na identificação de depósitos minerais no entorno de mineralizações conhecidas, como caracterizado no presente estudo, além de conferir uma ampla varredura com rápida aquisição, redução de incertezas e possibilitar a delimitação de limites e estimativa de extensão lateral de alvos em subsuperfície.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABEM. Terrameter LS - Instruction Manual. Sundyberg: ABEM Instruments, 2012.

ALI, M.; SUN, S.; QIAN, W.; BOHARI, A. D.; DUSABEMARIYA, C.; FARUWA, A.; ZHANG, Y. Borehole Resistivity and Induced Polarization Tomography at the Canadian Shield for Mineral Exploration in North-Western Sudbury. E3S Web of Conferences 2020, 168, 00002. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202016800002>.

ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, YOCITERU & NEVES, B.B. & FUCK, REINHARDT. (1977). Províncias estruturais brasileiras. Actas. VII Simpósio de Geologia do Nordeste. 366-391.

ALMEIDA, F.F.M., HASUY, Y., 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blücher, 378 p.

ALMEIDA, R.P. **Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: Exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do grupo Caacupé (Paraguai Oriental)**. 2005. 216 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

ALMEIDA, R.P.; JANIKIAN, L.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; MARCONATO, A. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 217, p. 30-51, 2009.

ALMEIDA, D.P.M., CHEMALE JÚNIOR., F., MACHADO, A., 2012. Late to Post–Orogenic Brasiliano–Pan–African Volcano–Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil, in: Al–Juboury, A.I. (Ed.), *Petrology – New Perspectives and Applications*, pp. 73-135.

ANAC (Agência Nacional de Aviação Civil), 2017. Regulamento Brasileiro de Aviação Civil Especial RBAC-E nº 94, de 02 de maio de 2017. Requisitos Gerais para Aeronaves Não Tripuladas de Uso Civil. Resolução nº 419. (Acesso em 05/01/2025).

ANM — AGÊNCIA NACIONAL DE MINERAÇÃO. **Resolução ANM nº 94, de 7 de fevereiro de 2022: classificação das reservas minerais, com base em padrões internacionais**. Diário Oficial da União, Brasília, DF, 08 fev. 2022.

BASEI, M.A.S., DRUKAS, C.O., NUTMAN, A.P., WEMMER, K., DUNYI, L., SANTOS, P.R., PASSARELLI, C.R., CAMPOS NETO, M.C., SIGA JR., O., OSAKO, L., 2011. The Itajaí foreland basin: a tectono–sedimentary record of the Ediacaran period, Southern Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 543-569.

BARNES, H. L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd edition.; John Wiley & Sons Inc: New York, 1979.

BICCA, M.M.; CHEMALE JUNIOR, F.; JELINEK, A.R.; OLIVEIRA, C.H.E.; GUADAGNIN, A.; ARMSTRONG, R. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 173-192, 2013.

BIONDI, J.C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003.

BLAKELY, R. J. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge: Cambridge University Press, 1996.

BONGIOLO, E.M., RENAC, C., MEXIAS, A.S., GOMES, M.E.B., RONCHID, L.H., PATRIERMASE, P., 2011. Evidence of Ediacaran glaciation in southernmost Brazil through magmatic to meteoric fluid circulation in the porphyry–epithermal Au–Cu deposits of Lavras do Sul. *Precambrian Research*, 189, 404-419.

BORBA, A.W., MIZUSAKI, A.M.P., SANTOS, J.O.S., MCNAUGHTON, N.J., ONO, A.T., HARTMANN, L.A., 2008. U–Pb zircon and ⁴⁰Ar/³⁹Ar K–feldspar dating of syn– sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. *Basin Research*, 20, 359-375.

CAMPBELL, W. H. Introduction to Geomagnetic Fields. Cambridge: Cambridge University Press, 1989.

CHEMALE JÚNIOR, F.; HARTMANN, L. A.; BABINSKI, M.; WILDNER, W.; VAN SCHUMUS, W. R. Evolução tectônica do Bloco São Gabriel, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos[...] Balneário Camboriú: SBG, 1994. v.1, p. 232-233

CHEMALE JUNIOR, F. Evolução geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2000, p.13- 52.

COELHO, L., e BRITO, J.N., 2007, Fotogrametria Digital: Rio de Janeiro, EdUERJ, 196p.

COPPER FACTBOOK. International Copper Study Group. 2024 <https://icsg.org/copper-factbook/> (accessed 2025-06-16).

CÔRTEZ A. R. P.; MOREIRA C. A.; PAES R. A. S.; VELOSO D. I. K. Geophysical and metalogenetic modelling of the copper occurrence in Camaquã Sedimentary Basin, Brazilian Southern. *Pure Appl Geophys* 2019 176: 4955–4968. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02190-8>

CRIRSCO. **International Reporting Template for the Public Reporting of Exploration Results, Mineral Resources and Mineral Reserves**. Committee for Mineral Reserves International Reporting Standards, 2013.

DECEA, D., 2020, ICA 100-40 – Aeronaves não tripuladas e o Acesso ao Espaço Aéreo Brasileiro: Boletim do Comando da Aeronáutica, v. 095.

DENTITH, M.; MUDGE, S. T. Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist. Higher Education from Cambridge University Press, 2014. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139024358>.

DNPM - Departamento Nacional De Produção Mineral. Anuário Mineral Brasileiro – Brasília Ano – XXXVIII. Available online: <https://www.gov.br/anm/pt-br>. 2005. ISSN

DUSABEMARIYA, C.; QIAN, W.; BAGARAGAZA, R.; FARUWA, A. R.; ALI, M. Some Experiences of Resistivity and Induced Polarization Methods on the Exploration of Sulfide: A Review. *Journal of Geoscience and Environment Protection* 2020, 08 (11), 68. <https://doi.org/10.4236/gep.2020.811004>.

ECHAGUE, J.; LEÃO-SANTOS, M.; MELO, R.; MENDES, T.; BORGES, W. Application of Geophysical Methods in the Identification of Mineralized Structures and Ranking of Areas for Drilling as Exemplified by Alto Guaporé Orogenic Gold Province. *Minerals*, v. 14, n. 8, p. 788, 2024. DOI: 10.3390/min14080788.

EDWARDS. L. S. A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. *Geophysics*, v. 42, p. 1020-1036, 1977.

EMBENG, Steve Barthélémy Ngoa *et al.* Delineation and Quasi-3D Modeling of Gold Mineralization Using Self-Potential (SP), Electrical Resistivity Tomography (ERT), and Induced Polarization (IP) Methods in Yassa Village, Adamawa, Cameroon: A Case Study. **Pure and Applied Geophysics**, v. 179, n. 2, p. 795–815, 1 fev. 2022. <https://doi.org/10.1007/s00024-022-02951-y>

FACHIN, S.J.S. **Ensaio geoeletricos 2D no antigo lixão de Ribeirão Preto-SP: Avaliação de parâmetros de aquisição e monitoramento ambiental de problema.** Dissertação (Mestrado em Ciências) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Departamento de Geofísica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

FAMBRINI, G.L.; JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; FRAGOSO-CESAR, A.R. O Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na sub-bacia Camaquã central, RS: Estratigrafia e sistemas deposicionais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 2, p. 227-238, 2005.

FERNANDES, L.A.D., MENEGAT, R., COSTA, A.F.U., KOESTER, E., PORCHER, C.C., TOMMASI, A., KRAEMER, G., RAMGRAB, G.E., CAMOZZATO, E., 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul–rio–grandense: parte I – Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geologia* 25, 351–374.

FLEET, M. E.; MUMIN, A. H. Gold-Bearing Arsenian Pyrite and Marcasite and Arsenopyrite from Carlin Trend Gold Deposits and Laboratory Synthesis. *American Mineralogist* 1997, 82 (1), 182– 193. <https://doi.org/10.2138/am-1997-1-220>.

FONT, E., PONTE NETO, C.F., ERNESTO, M., 2011. Paleomagnetism and rock magnetism of the Neoproterozoic Itajaí Basin of the Rio de la Plata craton (Brazil): Cambrian to Cretaceous widespread remagnetizations of South America. *Gondwana Research*, 20, 782-797.

FONTANA, E., MEXIAS, A.S., RENAC, C., NARDI, L.V.S., LOPES, R.W., GOMES, M.E.B., BARATS, A., 2017. Hydrothermal alteration of volcanic rocks in Seival Mine Cu–mineralization – Camaquã Basin – Brazil (Part I): Chloritization process and geochemical dispersion in alteration halos. *J. Geochem. Explor.* 177, 45–60

GANDOLFO, O.C.B. **Um estudo do imageamento geoeletrico na investigação rasa**. 2007. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

GASTAL, M.C., FERREIRA, F.J.F., CUNHA, J.U., ESMERIS, C., KOESTER, E., RAPOSO, M.I.B., ROSSETTI, M.M.M., 2015. Lavras granite emplacement and gold mineralization during the development of the post-collisional volcanoplutonic center, west of the Sul-riograndense Shield: Geophysical and structural data. *Brazilian Journal of Geology*, 45, 217-241.

GEOTOMO SOFTWARE. RES2DINV, version 3.53, Rapid 2D resistivity & IP inversion using the least-square method - Geoelectrical Imaging 2-D & 3D, Geotomo Software, Penang, Malaysia, 129 f. 2003.

GRIFFITHS, D. H.; BAKER, R. D. Two-dimensional resistivity imaging and Modeling in areas of complex geology. **Journal of Applied Geophysics**, v. 29, p. 211-226, 1993.

GUADAGNIN, F., CHEMALE Jr., F., DUSSIN, I.A., JELINEK, A.R., SANTOS, M.N., BORBA, M., JUSTINO, D., BERTOTTI, A.L., ALESSANDRETTI, L., 2010. Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: Implications for SW Gondwana correlation. *Precambrian Research*, 180, 156-182.

GUILBERT, J. M.; PARK, C. F. **The Geology of Ore Deposits**. *Freeman & Co.*, New York, 1986.

GUPTA, R.P. *Remote Sensing Geology*, 2nd ed.; Springer-Verlag: Berlin/Heidelberg, Germany, 2003; p. 655

HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. *Fundamentos de Física*. 4. ed. Wiley & Sons, Inc., 1993.

HALLOF, P. G.; YAMASHITA, M. The Use of the Induced-polarization Method to Locate Gold-bearing Sulfide Mineralization. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1984; 2005*; pp 304–306. <https://doi.org/10.1190/1.1894035>

HARRES, M.M. Minas do Camaquã (Caçapava do Sul, RS): A exploração do cobre no Rio Grande do Sul. In: RONCHI, L.H.; LOBATO, A.O.C. (Eds.). **Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinar**. São Leopoldo: Editora Unisinos, 2000, p. 21-53.

HARTMANN, J.A.; SILVA, L.C.; REMUS, M.V.D.; LEITE, J.A.D.; PHILLIP, R.P. Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. In: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 2, 1998, Punta Del Este, **Actas...** Punta Del Este, p. 227-284.

HARTMANN, L.A.; PORCHER, C.C.; REMUS, M.V.D. Evolução das Rochas Metamórficas do Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2000, p. 79-118.

HARTMANN L.A., CHEMALE F., PHILIPP R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré–Cambriano. In: Iannuzzi, R., Frantz, J. C., *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, p. 99–123.

HARTNADY, C.; JOUBERT, P.; STOWE, C. Proterozoic Crustal Evolution in Southwestern Africa. *Episodes Journal of International Geoscience* 1985, 8 (4), 236–244. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1985/v8i4/003>.

HEILBRON, M., MACHADO, N., 2003. Timing of terrane accretion in the neoproterozoic – eopaleozoic Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Res.* 125, 87–112

HEINRICH, C.A., 2005. The physical and chemical evolution of low–salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: A thermodynamic study. *Mineralium Deposita* 39, 864–889

HEO, J.; PARK, G.; UHM, J.; SHIN, S.; LEE, C. W.; PARK, Y. C. *Application of petrophysically and geologically guided inversion to aeromagnetic and drilling data for investigation of magnetite ore in Pocheon, Korea. Geosciences Journal*, v. 29, p. 946–956, 2025. DOI: 10.1007/s12303-025-00067-8.

HUECK, M., OYHANTÇABAL, P., PHILIPP, R.P., BASEI, M.A.S., SIEGESMUND, S., 2018. The Dom Feliciano belt in southern Brazil and Uruguay. *Geology of the SW Gondwana*. In: Siegesmund, S., Oyhantçabal, P., Basei, M.A.S., Oriolo, S. (Eds.), *Regional Geology Review*. Springer, pp. 267–303.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA: Diretoria de Pesquisas, Coordenação de População e Indicadores Sociais. *Cidades – Caçapava do Sul*, 2014. Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/?lang=&codmun=430280>. Acesso em: 10/12/2014.

IBRAM (Instituto Brasileiro de Mineração), *Boletim do Setor Mineral*, 2020 (outubro). Disponível em: <https://www.gov.br/mme/pt-br/assuntos/secretarias/geologia-mineracao-e-transformacao-mineral/publicacoes-1/boletim-do-setor-mineral/boletim-do-setor-mineral-2013-4o-trim-2020.pdf/view>

IBRAM (Instituto Brasileiro de Mineração), *Boletim do Setor Mineral*, 2022. Disponível em: <https://www.gov.br/mme/pt-br/assuntos/secretarias/geologia-mineracao-e-transformacao-mineral/publicacoes-1/boletim-do-setor-mineral/boletim-do-setor-mineral-2013-1-sem2022.pdf/view>

IBRAM (Instituto Brasileiro de Mineração), *Coletiva de Imprensa - Resultados 3T24*, 2024 (outubro). Disponível em: https://ibram.org.br/wp-content/uploads/2024/10/IBRAM-Coletiva-de-Imprensa-Resultados-3T24_V0.pdf

IBRAM (Instituto Brasileiro de Mineração), *Mineração em números 2024*. Brasília: IBRAM, 2025. Disponível em: <https://ibram.org.br/wp-content/uploads/2025/02/Mineracao-em-Numeros-2024.pdf>.

INTERNATIONAL ENERGY AGENCY (IEA). *The role of critical minerals in clean energy transitions*. Paris: IEA, 2022. Disponível em: <https://www.iea.org/reports/the-role-of-critical-minerals-in-clean-energy-transitions>. Acesso em: 5 jun. 2025

ISPRS, I. 2020, What is the difference between uas and rpas? Why can't we just call them all drones? <https://www.icao.int/safety/UA/UASToolkit/Pages/FAQ.aspx>

JAFARLOU, Omid Amani; ASHJA ARDALAN, Afshin; ADIB, Ahmad; GANJI, Alireza; BOUZARI, Soheila. *Investigation of iron mineralization in Sourk mineral area based on geophysical magnetic and radiometric data*. Revista Geoaraguaia, v. 12, n. 1, p. 73–101, 2022.

JAIRETH, S. & HUSTON, D., 2010, Metal endowment of cratons, terranes and districts: Insights from a quantitative analysis of regions with giant and super-giant deposits. Ore Geol. Rev. 38, 288–303.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; FAMBRINI, G.L. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 4, p. 349-362, 2003.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; CORRÊA, C.R.A.; PELOSI, A.P.M.R. Evolução Pale ambiental e sequências deposicionais do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na porção norte da Sub-bacia Camaquã ocidental. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 2, p. 245-256, 2005.

JANIKIAN, L., ALMEIDA, R.P., TRINDADE, R.I.F., FRAGOSO-CESAR, A.R.S., D'AGRELLA-FILHO, M.S., DANTAS, E.L., TOHVER, E., 2008. The continental record of Ediacaran volcano–sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. Terra Nova, 20, 259-266.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; MARTINS, V.T.S.; DANTAS, E.L.; TOHVER, E.; MCREATH, I.; D'AGRELLA-FILHO, M.S. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcanosedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. **Gondwana Research**, v. 21, p. 466-482, 2012.

JORC. **Australasian Code for Reporting of Exploration Results, Mineral Resources and Ore Reserves (JORC Code)**. Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Australian Institute of Geoscientists and Minerals Council of Australia, 2012.

KAZMIERCZAK, T. S. **Mapeamento da bacia do Camaquã com a utilização de dados geofísicos, geologia e sensoriamento remoto**. 2006. 110 f. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **An introduction to Geophysical Exploration**. 3. ed. London: Blackwell Science, 2002.

KIVELSON, M. G.; RUSSELL, C. T. **Introduction to Space Physics**. Cambridge: Cambridge University Press, 1995.

KÖPPEN, William. 1931. Climatologia. México, Fundo de Cultura Econômica.

KNODEL, K.; LANGE, G.; VOIFT, H.-J. **Environmental Geology – Handbook of Field Methods and Case Studies**. Germany: Springer, 2007, 1357 p.

KRAUS, K. *Photogrammetry: Geometry from Images and Laser Scans*. Berlin: Walter de Gruyter, 2007.

KUINCHTNER, A.; BURIOL, G. A. Clima do estado do Rio Grande do Sul segundo a classificação climática de köppen e thornthwaite. **Disciplinarum Scientia | Naturais e Tecnológicas**, Santa Maria (RS, Brasil), v. 2, n. 1, p. 171–182, 2016. Disponível em: <https://periodicos.ufn.edu.br/index.php/disciplinarumNT/article/view/1136>. Acesso em: 5 fev. 2025.

LANGORE, L.; ALIKAJ, P.; GJOVREKU, D. Achievements in Copper Sulphide Exploration in Albania with IP and EM METHODS. *Geophysical Prospecting - GEOPHYS PROSPECT* 1989, 37, 975– 991. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1989.tb02243.x>.

LAUX, J. H.; LINDENMAYER, Z. G. As Minas do Camaquã: um século de evolução de hipóteses genéticas. In: RONCHI, L.H.; LOBATO, A.O.C. (Eds). **Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinar**. São Leopoldo: Editora Unisinos, 2000, p. 133-164.

LAUX, J.H.; LINDENMAYER, Z.G.; TEIXEIRA, J.B.; BASTOS NETO, A. Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 26, p. 71–89, 2005.

LENHARE, Bruno; MOREIRA, César. Geophysical Prospecting Over a Meta-Ultramafic Sequence with Indicators of Gold Mineralization in Rio Grande do Sul State, Southernmost Brazil. **Pure and Applied Geophysics**, v. 177, 1 nov. 2020. <https://doi.org/10.1007/s00024-020-02559-0>

LILLESAND, T.; KIEFER, R. W.; CHIPMAN, J. *Remote Sensing and Image Interpretation*. 7th ed. New York: John Wiley & Sons, 736p, 2015.

LIMA, E.F., 1995. Petrologia das Rochas Vulcânicas e Hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul - ASLS, RS. Porto Alegre, Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

LIMA, E.F., NARDI, L.V.S., 1998. The Lavras do Sul shoshonitic association: implications for origin and evolution of eoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 11, 67-77.

LIMA, E.F.L., SOMMER, C.A., NARDI, L.V.S., 2007. O vulcanismo Neoproterozóico-Ordoviciano no escudo sul-riograndense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. In: Iannuzzi, R.; Frantz, J. C. (Eds). 50 anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, pp. 79- 97.

LINDER, W., 2016, *Digital photogrammetry: A practical course*: 4th edn., Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

LOKE, M. H.; BAKER, R. D., Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by quasi-Newton method. **Geophysical Prospecting**, v. 44, p. 131-152, 1996.

LOKE, M. H. 2000. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: a practical guide to 2-D and 3-D surveys. Report Geotomo LLC, Penang, Malaysia. 67. p., 2000.

LOPES, R. W.; MEXIAS, A. S.; PHILIPP, R. P.; BONGIOLO, E. M.; RENAC, C.; BICCA, M. M.; FONTANA, E. AuCuAg Mineralization Controlled by Brittle Structures in Lavras Do Sul Mining District and Seival Mine Deposits, Camaquã Basin, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 2018, 88, 197–215. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.017>.

LOWENSTERN, J. B. Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, v. 23, p. 251-271, 1998.

LOWRIE, W. **Fundamentals of Geophysics**. 2. ed. New York: Cambridge University Press, 2007.

MACDONALD, R.; SCAILLET, B. The petrology and geochemistry of phonolites, trachytes and trachyandesites. *Lithos*, v. 91, p. 333-363, 2006.

MARJORIBANKS, R. **Geological Methods in Mineral Exploration and Mining**. 2. ed. Heidelberg: Springer-Verlag, 2010.

MARKER, Brian *et al.* Sustainable Minerals Operations in the Developing World: introduction. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 250, p. 1–4, 30 nov. 2005.

MATOS, J. X. *et al.* *Geophysical surveys in the Portuguese sector of the Iberian Pyrite Belt: a global overview focused on the massive sulphide exploration and geologic interpretation*. **Comunicações Geológicas**, v. 107, p. 41–78, 2020.

MAUS, S.; MACMILLAN, S. *Geomagnetic Field Variations*. Amsterdam: Elsevier, 2005.

MCPHERRON, R. L. Variations in the geomagnetic field and the ionospheric currents. In: **Britannica Encyclopedia**. 1995. Disponível em: <https://www.britannica.com/science/geomagnetic-field/Variations-in-the-ionospheric-dynamo-current>

MEERT, J.G., EIDE, E.A., TORSVIK, T.H., 1997. The Nama Group, Namibia revisited. *Geophysical Journal International*, 129, 637-650.

MENEGAT, R.; FERNANDES, L.A.D. A reappraisal of the nature and age of the late-orogenic basins of the neoproterozoic Dom Feliciano Belt in southern Brazil. In: **TECTONIC STUDIES GRIUP ANNUALL MEETING**, 2001, UK. **Proceedings...** UK, 2001.

MEXIAS, A.S., BERGER, G., GOMES, M.E.B., FORMOSO, M.L.L., DANI, N., FRANTZ, J.C., BONGIOLO, E.M., 2005. Geochemical modelling of gold precipitation conditions in Bloco do Butiá Mine, Lavras do Sul/Brazil. *An Acad. Bras Ciências* 77, 1–12.

MEYERS, P. A.; BEANE, R. E. Hydrothermal alteration in porphyry copper systems. *Economic Geology*, v. 77, p. 849-871, 1982.

MILSOM, J. *Field Geophysics*. 4. ed. Harlow: Pearson Education, 2003.

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA – MME. 2010. Plano Nacional de Mineração 2030 (PMN – 2030). Brasília, MME, 178p.

MISSIONRIDGE REPORTS. Copper Market Review 2016–2017. Vancouver: Mission Ridge Resources, 2017.

MOON, C.J.; WHATELEY, M.K.; EVANS, A.M. Introduction to Mineral Exploration. Blackwell Publishing, Hoboken, 2006.

MOREIRA, César Augusto *et al.* Reassessment of Copper Mineral Occurrence Through Electrical Tomography and Pseudo 3D Modeling in Camaquã Sedimentary Basin, Southern Brazil. **Pure and Applied Geophysics**, v. 176, n. 2, p. 737–750, 1 fev. 2019. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-2019-2>.

MOREIRA, César Augusto; BORSSATTO, Karolliny; ILHA, Lenon Melo; SANTOS, Shaiely Fernandes dos; ROSA, Fernanda Telles Gomes. Geophysical modeling in gold deposit through DC Resistivity and Induced Polarization methods. *REM – International Engineering Journal*, Fundação Gorceix, v. 69, n. 3, p. 293-299, jul./set. 2016. DOI: <https://doi.org/10.1590/0370-44672016690001>.

MOREIRA, César Augusto; LAPOLA, Marcelo Montenegro; CARRARA, Alan. *Comparative analyzes among electrical resistivity tomography arrays in the characterization of flow structure in free aquifer*. *Geofísica Internacional*, v. 55, n. 2, p. 119–129, 2016. DOI: 10.22201/igeof.00167169p.2016.55.2.1716.

MOREIRA, César; CASAGRANDE, Matheus Felipe. Analysis of the potential application of geophysical survey (induced polarization and DC resistivity) to a long-term mine planning in a sulfide deposit. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 13, p. 1083, 16 nov. 2020. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-06096-x>.

MUSSETT, A. E.; KHAN, M. A. **Looking into the earth:** an introduction to geological geophysics. Nova Yorque: Cambridge University Press, 2000.

NABIGHIAN, M. N.; GRAUCH, V. J. S.; HANSEN, R. O.; LAFEHR, T. R.; LI, Y.; PEIRCE, J. W.; PHILLIPS, J. D.; RUDER, M. E. The historical development of the gravity and magnetic methods in exploration. *Geophysics*, Tulsa, v. 70, n. 6, p. 63ND–89ND, nov./dez. 2005.

NARDI, L. V. S.; HARTMANN, L. A. O Complexo granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sulriograndense. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, RS, v. 6, p. 45-75, 1979.

NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL – NERC. World mineral statistics 1974–1978. London: NERC, 1980. Disponível em: <https://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/535257/>.

OLIVEIRA, C.H.E. **Evolução Tectono-Estratigráfica das Bacias Santa Bárbara e Guaritas, Rio Grande do Sul**. 2012. 101p. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, Brasília, 2012.

OLIVEIRA, C.H.E., CHEMALE JÚNIOR., F., JELINEK, A.R., BICCA, M.M., PHILIPP, R.P., 2014. U– Pb and Lu–Hf isotopes applied to the evolution of the late to post–orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano belt, Brazil. *Precambrian Research*, 246, 240-255.

PAIM, P.; CHEMALE JR, F.; LOPES, R. C. A Bacia do Camaquã. In: HOLZ, M., DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2000, p. 231-274.

PAIM, P.S.G.; LOPES, R.C. Geologia da Região das Minas do Camaquã. In: RONCHI, L.H.; LOBATO, A.O.C. (Eds.). **Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinar**. São Leopoldo: Editora Unisinos, 2000, p. 111-132.

PELOSI, A.P.M.R.; FRAGOSO-CESAR, A.R. Proposta litoestratigráfica e considerações paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozóico III), Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 137-148, 2003.

PEREIRA, A. M. *Prospecção magnetométrica em intrusiva básica com indícios de mineralização aurífera no município de São Sepé – RS*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Estadual Paulista, 2014.

PEREIRA, J.G. **Contribuição ao estudo geológico da Bacia do Camaquã, através de modelagem aeromagnética 2,5D**. 2011. 142 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Centro Estadual de pesquisas em sensoriamento remoto e meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

PICADA, R.S., 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul–Riograndense. Caracterização dos sistemas de falhas. In: XXV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. 1971, Porto alegre. Anais. Porto Alegre, SBG, pp. 167–191.

PIRAJNO, F. **Hydrothermal mineral deposits**: Principles and fundamental concepts for the exploration geologist. Berlin: Springer-Verlag, 1992.

PIRAJNO, F. **Hydrothermal Processes and Mineral Systems**. Australia: Springer, 2009.

PHILIPP R.P., PIMENTEL M.M., CHEMALE JÚNIOR. F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U–Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46:83–104.

PROST, G.L. *Remote Sensing for Geoscientists—Image Analysis and Integration*, 3rd ed.; CRC Press: Boca Raton, FL, USA, 2014, p. 622p.

RAJESH, H.M. Application of remote sensing and GIS in mineral resource mapping—An overview. *J. Mineral. Petrol. Sci.* 99, 83–103, 2004. <https://doi.org/10.2465/jmps.99.83>

REEVES, C. *Aeromagnetic surveys: principles, practice and interpretation*. Toronto: Geosoft, 2005

REISCHL, J.L., 1978. Mineralizações cupríferas associadas a vulcânicas na Mina do Seival. In: XXX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. 1978, Recife. Anais, SBG, 4, pp. 1568-1582.

REMUS, M.V.D.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; FLETCHER, I.R. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite

of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, p. 191-216, 2000.

RENAC, C., MEXIAS, A.S., GOMES, M.E.B., RONCHI, L.H., NARDI, L.V.S., LAUX, J.H., 2014. Isotopic fluid changes in a Neoproterozoic porphyry–epithermal system: the Uruguay mine, southern Brazil. *Ore Geology Review*, 60, 146-160.

REVIL, A.; VAUDELET, P.; SU, Z.; CHEN, R. Induced Polarization as a Tool to Assess Mineral Deposits: A Review. *Minerals* 2022, 12 (5), 571. <https://doi.org/10.3390/min12050571>.

RIBEIRO, M., BOCCHI P.R., FIGUEIREDO FILHO P.M., TESSARI R.I., 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Boletim* 127, DNPM/DFPM, Rio de Janeiro, 232 p.

ROOB, L. **Introduction to ore-forming processes**. Oxford: Blackwell, 2005.

RICHARDS J.P. 2013. Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes - *Nature Geoscience* 6, 911–916.

ROBINSON, E. S. **Basic Exploration Geophysics**. John Wiley & Sons Inc., 1988.

ROWLAND J.V., SIMMONS S.F., 2012. Hydrologic, Magmatic, and Tectonic Controls on Hydrothermal Flow, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Implications for the Formation of Epithermal Vein Deposits, *Economic Geology* 107, 427–457.

SAALMANN, K.; GERDES, A.; LAHAYE, Y.; HARTMANN, L. A.; REMUS, M. V. D.; LÄUFER, A. Multiple Accretion at the Eastern Margin of the Rio de La Plata Craton: The Prolonged Brasiliano Orogeny in Southernmost Brazil. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 2011, 100 (2), 355–378. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0564-8>.

SÁNCHEZ-BETTUCCI, L., KOUKHARSKY, M., PAZOS, P.J., STARECZEK, S., 2009. Neoproterozoic subaqueous extrusive–intrusive rocks in the Playa Hermosa Formation in Uruguay: regional and stratigraphic significance. *Gondwana Research*, 16, 134-144

SILLITOE, R.M., 2003. Iron oxide–copper–gold deposits: An Andean view. *Mineralium Deposita*, 38, 787–812.

SEEDORFF, E.; DILLES, J. H.; PROFFETT, J. M., JR.; EINAUDI, M. T.; ZURCHER, L.; STAVAST, W. J. A.; JOHNSON, D. A.; BARTON, M. D. Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features. In *One Hundredth Anniversary Volume*; Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., Richards, J. P., Eds.; Society of Economic Geologists, 2005; p 0. <https://doi.org/10.5382/AV100.10>.

SIDIQ, M.; YATINI, Y.; FAJRIN, A. Application of magnetic and induced polarization method for delineating gold-bearing vein zones at Cibaliung, Pandeglang Regency, Banten. *Indonesian Mining Journal*, v. 24, n. 1, 2021. DOI: 10.30556/imj.Vol24.No1.2021.1133.

SILLITOE, R. H. Porphyry Copper Systems*. *Economic Geology* 2010, 105 (1), 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>.

SILVA, Cristian Dikson Araújo da; PARENTE, Clóvis Vaz; STEVANATO, Rodoilton; CANATA, Rafael Espíndola. Integration of induced polarization, resistivity, and magnetic data of IOA occurrences in Ararendá, western of the Santa Quitéria magmatic arc, Ceará Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 113, p. 103624, 2022. DOI: 10.1016/j.jsames.2021.103624.

SKINNER, B.J. Hydrothermal mineral deposits: What we do and what we don' know. In: BARNES, H.L. (Ed.) **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**, 3. ed. John Wiley & Sons, 1997, p. 1-29.

SOLIANI JUNIOR, E.; KAWASHITA, K.; BAITELLI, R. A Geologia Isotópica do Escudo Sul-rio-grandense - Parte I: métodos isotópicos e valor interpretativo. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2000, p.161- 174.

SOMMER, C.A.; LIMA, E.F.; NARDI, L.V.S. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito - RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 245-254, 1999.

SOMMER, C.A., LIMA, E.F., NARDI, L.V.S., FIGUEIREDO, A.M.G., PIEROSAN, R., 2005. Potassic and Low- and High-Ti Mildly Alkaline Volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, Southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 18, 237-254.

TEIXEIRA, A.L.; GAUCHER, C.; PAIM, P.S.G.; FONSECA, M.M.; PARENTE, C.V.P.; SILVA FILHO, W.F.S.; ALMEIDA, A.R. Bacias do estágio de transição da plataforma sulamericana. In: NETO, V.M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.; BRITO-NEVES, B.B. (Eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Editora Beca, 2004, p. 487-536.

TELFORD, W. M.W.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics**. 2. ed. London: Cambridge University Press, 1990

TONIOLO, J.A., REMUS, M.V.D., MACAMBIRA, M.J.B., MOURA, C.A.V., 2004. Metalogênese do Depósito de Cobre Cerro dos Martins, RS, Revisão e Geoquímica Isotópica de Sr, S, O e C. *Pesquisas em Geociências*, 31, 41-67.

TONIOLO, J. A.; GIL, C. A. A.; SANDER, A. Metalogenia Das Bacias Neoproterozóico-Eopaleozóicas Do Sul Do Brasil: Bacia Do Camaquã. 2007.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY — USGS. Historical Statistics for Mineral and Material Commodities in the United States. Reston, VA: USGS, 2020.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). *Mineral Commodity Summaries: Copper*. Washington, D.C.: USGS, 2024. Disponível em: <https://pubs.usgs.gov/periodicals/mcs2024/mcs2024-copper.pdf>. Acesso em: 5 jun. 2025.

VIANA, C.D. (2021). **Fotogrametria digital multi-escala para aquisição de dados estruturais**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 10.11606/T.44.2021.tde-18012022-122057.

VINCENT, R.K. Fundamentals of Geological and Environmental Remote Sensing; Prentice Hall: Upper Saddle River, NJ, USA, 1997, 366p.

WARD, S. H. Resistivity and induced polarization methods. In: Society of Exploration Geophysics. **Investigations in Geophysics, Geotechnical and Environmental Geophysics**. v. 1, n. 5, p. 147-198, 1990

WELLMER, F. W.; DALHEIMER, M.; WAGNER, M. Economic Evaluations in Exploration. **Economic Evaluations in Exploration**, p. 1–250, 1 jan. 2008.

WHITE, R. m. s.; COLLINS, S.; DENNE, R.; HEE, R.; BROWN, P. A New Survey Design for 3D IP Inversion Modelling at Copper Hill. *Exploration Geophysics* 2001, 32 (3), 152–155. <https://doi.org/10.1071/EG01152>.

WHITE, N. C.; HEDENQUIST, J. W. **Epithermal gold deposits**: Styles, characteristics and exploration. *Society of Economic Geologists Newsletter*, v. 23, p. 1-13, 1995.

WILDNER, W., LIMA, E.F., NARDI, L.V.S., SOMMER, C.A., 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post–collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 261-283.

YANG, Yubo; ZHANG, Guibin; YAO, Chenglin et al. Application of induced polarization method in mineral resource exploration. *Sustainability*, v. 15, n. 4, p. 3840, 2023. DOI: 10.3390/su15043840.